

平成 17・18 年度

地 下 水 涵 養 研 究 委 員 会  
研 究 活 動 報 告 書

平成 19 年 6 月

地下水地盤環境に関する研究協議会  
地下水涵養研究委員会

## は し が き

第1ステージの地下水涵養研究委員会は「地下水地盤環境に関する研究協議会」の一研究委員会として平成11年11月に発足し、平成16年度末まで5年余の研究活動を行った。この成果は、地下水涵養研究委員会報告書「大阪平野の広域地下水流動解析モデルと涵養機構」（平成17年6月刊行）にまとめられている。

第2ステージの地下水環境研究委員会は、第1ステージに引き続き、平成17年度・18年度の2年間の研究活動を経て、その成果を本報告書にまとめるものである。

大阪平野に広範に被害を与えた地下水過剰揚水による地盤沈下はほぼ沈静化したとされるが、地下水位回復に伴う各種の新たな地下水障害と新たな水資源としての地下水利用に関し、地下水涵養の機構を十分に表現しうる科学的な手段を整備する意味で、第1ステージでは地下水流動解析モデルの構築に主眼をおいて研究活動を行った。基本的なモデルとしてその有用性は評価されているが、実用的な課題に供するためのモデルの整備と事例研究を行う目的で引き続き第2ステージで研究を進めてきた。研究成果は本報告書に掲載されている通り、大阪地域で具体的な課題となっている、あるいは今後目指さなければならない地下水問題に関わる示唆的な研究の数々をまとめることができた。

昨今、国土交通省においても環境省においても水循環系の一員としての地下水を共有資源として捉え、その保全と利用について地下水資源管理や地下水・地盤環境管理の新たな対応のあり方が検討されている。これらは更に地域の地下水や地盤の対応に関わってくる課題であり、大阪地域を対象とした本研究委員会の成果も一端の情報提供を担うことができたと考えている。この点については関係各位のご批判を十分に賜りたいと願っている。

おわりに、第1、第2のステージを通じてこれまでの活動に理解を頂いてきた「地下水地盤環境に関する研究協議会」を支えていただいている会員各位と協議会運営関係者に厚くお礼を申し上げる次第である。

平成19年6月

地下水地盤環境に関する研究協議会  
地下水涵養研究委員会  
委員長 村岡浩爾

## 地下水涵養研究委員会

委員長	村岡 浩爾	大阪産業大学 人間環境学部 都市環境学科
幹 事	阿部 信晴	大阪大学大学院 工学研究科 地球総合工学専攻
委 員	青木 一男	大阪工業大学 工学部 都市デザイン工学科
委 員	飯田 智之	(財)地域 地盤 環境 研究所
委 員	神谷 浩二	岐阜大学 工学部 社会基盤工学科
委 員	楠見 晴重	関西大学 環境都市工学部 都市システム工学科
委 員	嶋尾 芳博	大阪府 環境農林水産部 環境指導室 化学物質対策課 平成 17 年 4 月～平成 18 年 3 月
委 員	田中 勉	神戸大学 農学部 食料生産環境工学科
委 員	田中 誠	(財)地域 地盤 環境 研究所
委 員	中屋 真司	信州大学 工学部 社会開発工学科(環境都市コース)
委 員	福原 輝幸	福井大学 工学部 建築建設工学科
委 員	三木野 秀樹	大阪府 環境農林水産部 環境指導室 環境保全課 平成 18 年 4 月～平成 19 年 3 月
委 員	三田村 宗樹	大阪市立大学大学院 理学研究科
オブザーバ	橋本 正	(財)地域 地盤 環境 研究所

地下水涵養研究委員会研究活動報告

目 次

1. 大阪平野地下の帯水層構造モデルの再検討・・・・・・・・・・・・・・・・	1
大阪市立大学理学部	三田村 宗樹
2. 井戸データからみた大阪平野中央部の帯水層モデル細分化と 水基本調査データベースからみた地域的な透水性の比較・・・・	7
大阪市立大学大学院理学研究科	三田村 宗樹
3. 大阪平野における帯水層の連続性について・・・・・・・・・・	15
地域地盤環境研究所	飯田 智之
4. 扇状地の河川近傍における地下水挙動に関する考察・・・・・・・・	23
岐阜大学工学部	神谷 浩二
5. 美園立坑工事における掘削地盤の浸透破壊対策工－高地下水地域の地下構造物施行－・・・・	27
神戸大学大学院農学研究科	田中 勉
京都府丹後広域振興局	坂井田 貴士
農林水産省農村振興局	横山 豊彰
6. 大阪でのヒートアイランド軽減に及ぼす地中熱の影響・・・・・・・・	35
福井大学工学部	福原 輝幸
7. 地下水の熱利用に向けた地中熱利用の事例 一道の駅「ハチ北」－・・・・	45
福井大学大学院工学研究科	福原 輝幸
8. 地下水を利用した環境共生型蓄熱システムの構築に関する 浸透、圧密、熱移動のシミュレーション解析・・・・・・・・	51
関西大学工学部	楠見 晴重
9. 地下水の溶存成分濃度分布から推定される大阪平野の地下水流動経路－解析手法の開発－・・・・	57
信州大学工学部	中屋 眞司
10. 地下水の溶存成分濃度および環境同位体分布から推定される大阪平野の地下水流動、滞留環境・・	63
信州大学工学部	中屋 眞司
11. タンクモデルを用いた大阪平野の地下水流循環の分析・・・・・・・・	75
岐阜大学産官学融合センター	神谷 浩二
12. 京都府城陽市域における 3 次元地下水揚水シミュレーション解析・・・・・・・・	85
関西大学工学部	楠見 晴重

13. 大阪平野中央部における浅層地下水流動シミュレーション解析・・・・・・・・・・	93
大阪大学大学院工学研究科	阿部 信晴
14. 都市域の地下水利用可能性評価のための広域地下水流動解析と	
地盤変形解析の連結シミュレーション・・・・・・・・	105
大阪大学大学院工学研究科	阿部 信晴
大阪大学大学院工学研究科	水井 裕瑛

# 大阪平野地下の帯水層構造モデルの再検討

大阪市立大学理学部 三田村宗樹

## 1. はじめに

これまでの地下水涵養研究委員会の研究活動として、大阪平野広域地下水シミュレーションモデル構築<sup>1),2)</sup>のため、当該地域の3次元的な第四紀層の地質構造モデルの作成を行う必要があり、従来から蓄積されてきた大阪平野周辺の第四紀層に関わる資料をまとめて第四紀層の上半部について、代表的な層準の分布深度を集成した平面図（はぎ取り地形図）としてまとめ、それをもとに3次元の地質構造モデルを構築してきた。

そのモデルでは、地下水広域流動系の把握のため、構築されたモデルは、計算容量の制約もあり、表層では、沖積層の細分は省かれモデル表層を覆う透水性の低いレイヤーとしてしか表現されていなかった。また、深層部分においては、大阪層群上半部（田中

累層）が海成粘土層と砂礫層の互層から構成されるのに対して、海成粘土層下面を境界とした単純な層区分が行われたにとどまり、それらのレイヤー間には、難透水層は挟まれないモデルとなっている。このため、広域流動を大まかに把握するモデルとしては、意義があるとみられるが、より具体性を持たせた地下水流動問題を検討するためには、より具体的なモデルを構築する必要がある。そこで、今回は、下記の点を従来構築したモデルに付加して、浅層部を中心に大阪平野中央部における三次元帯水層構造のモデルを作成した。

## 2. 第四紀層の構成

大阪平野地下の第四紀層は、全体の厚さ 1500m 以上に達する。平野地下の第四紀層は大きく2分され、その下半部は都島累層、上半部は田中累層と呼ばれている（図-1）<sup>3)</sup>。それらを不整合に覆って沖積層（難波累層）が広く分布する。

第四紀層の下半部（都島累層）は、主に河川成の砂礫層から構成され、平野地下では約 1000m 前後の厚さがある。砂礫層の間にはシルト・粘土層が挟まれるが、側方への地層の連続が悪い。上半部（田中累層と沖積層（難波累層））は、内湾環境の堆積物（主に海成粘土層）と河川・湖沼環境で形成された堆積物（主に砂礫層）が交互に積み重なった地層構成で 500m 以上の厚さをもつ。主な海成粘土層は 15 層

層序区分		モデル化区分	層厚
沖積層	上部層	No. 1 層	30～50m
	中部粘土層		
	下部層		
上部 洪積層	天満層 (第1洪積砂礫層)	No. 2 層	30～100m
	Ma12 層	No. 3 層	
	第2洪積砂礫層	No. 4 層	50～100m
	Ma11 層		
	第3洪積砂礫層		
大阪層群	Ma10 層	No. 5 層	50～100m
	Ma9 層		
	Ma8 層		
	Ma7 層		
	Ma6 層	No. 6 層	50～100m
	Ma5 層		
	Ma4 層		
	Ma3 層		
	Ma2 層	No. 7 層	50～100m
	Ma1 層		
	Ma0 層		
	Ma-1 層		
基盤岩		No. 8 層	50～100m
		No. 9 層	500～1000m

図-1 大阪平野の地層構成と広域地下水流動モデルにおける層区分<sup>1),2)</sup>

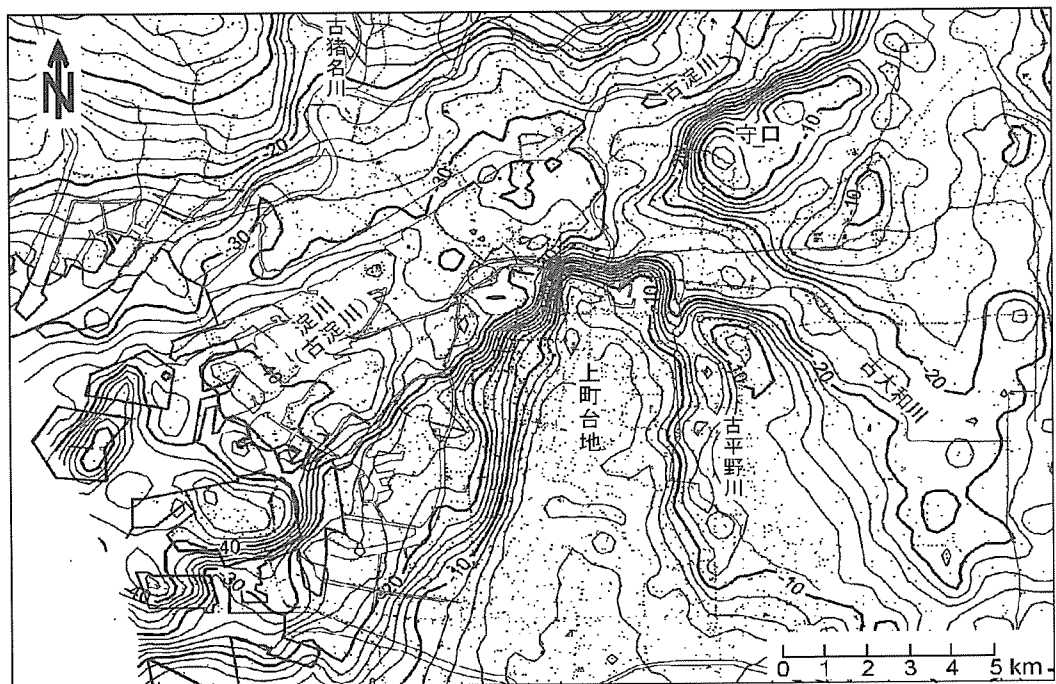


図-2 大阪平野の沖積層基底面標高分布<sup>4)</sup>  
 沖積基底礫層を従来の沖積層に含めた場合の分布図

存在し、下位から順に、Ma-1, Ma0, Ma1, …, Ma12, Ma13 と呼ばれる。工学的には Ma13 層が沖積粘土層、Ma12 層が最上位の洪積粘土層である。海成粘土層は側方によく連続し、広く平野地下に分布する。都島累層は丘陵部に露出する大阪層群最下部および下部の下半部に、田中累層は大阪層群下部の上半部および上部と段丘構成層に相当する。

第四紀層下半部（都島累層）は、砂礫層を主体とし、側方への連続の悪い粘土・シルト層が挟まれる。このため、厚く連続した難透水層を基準に明確な帯水層区分を行うことが難しい。これに対して、上半部（田中累層と沖積層（難波累層））は、海成粘土層と砂礫層の互層で特徴づけられることから、帯水層の区分は挟まれる海成粘土層を基準に区分しやすい。海成粘土層は、第四紀の氷河性海水準変動の影響を受けて、地球規模の気候変化の中で形成されてきた。大阪平野地下の第四紀層に挟まれる海成粘土層のうち、特に顕著な寒冷期から顕著な温暖期に移行した時期（ターミネーション）に堆積した海成粘土層（Ma3, Ma6, Ma9, Ma12, Ma13 層）は厚く、側方によく連続し<sup>3)</sup>、帯水層を分ける明確な難透水層として位置づけられる。

### 3. 沖積層，第一洪積砂礫層の細分化

大阪平野部の浅層帯水層構造モデルでは、平野主要部における浅層部の帯水層を対象にした地下水流動解析のモデルが必要となる。これまでの広域流動モデルモデルでは、沖積層は1層の難透水層として扱い、単純化されている。広域流動を検討するには、このような単純化が必要であろうが、平野浅層部を対象に地下水流動を考える際、表層部の細かな帯水層区分が重要となる。

大阪平野表層部の地層分布については関西圏地盤情報の活用協議会が構築・管理する地盤データベースに基づいて、これまで沖積層を中心にした詳細な地層分布の検討がなされてきている。これらについては、すでに関西地層分布図「大阪平野」で集成された図面が存在し、これをもとにしたモデル設定ができる。

これらの資料をもとに、平野表層の被圧地下水帯水層として、沖積上部砂層、Ma13 層の分布を帯水層構造モデルにこれらに加えることができる。

一方、沖積層の下位に分布する第一洪積砂礫層（沖積層下 Ma12 層間の粗粒層）は従来から第一被圧帯水層とされている。しかし、この粗粒層のうち、淀川・旧大和川・猪名川などの地下に埋没谷が存在し、その谷沿いに顕著な礫層が分布している。この礫層は難波累層最下部（沖積層の基底礫層）として位置づけられている<sup>4)</sup>。この礫層を除くと第一洪積砂礫層は礫・砂・シルトの互層状を呈していて、岩相も異なっている。透水性は、この沖積層基底礫の方が高いとされている<sup>5)</sup>。このように、第一洪積砂礫層はこの礫層の部分と互層状の部分とを区分してモデルに組み込むことが可能である。この礫層を沖積層に含めた上で沖積層の基底面標高分布を描くと、沖積層下の谷地形がより明瞭に表現される（図-2）。

#### 4. 帯水層区分の設定

今回は、下記の点を従来構築したモデルに付加して、浅層部を中心に大阪平野中央部における三次元帯水層構造のモデルを作成した（図-3）。

モデル座標系はWGS84上のUTM座標系として換算し、大阪市を中心とする南北 18km（3827000-3845000m）、東西 21km（536000-557000m）の範囲に主要地域を設定し、15 層の区分を行った。メッシュ間隔は東西、南北とも 250m とし、東西 91、南北 79 接点のマトリックスを構成している（図 4）。

沖積層については、上部砂層、Ma13 層（沖積中部粘土層）、下部互層、最下部礫層に 4 区分した。特に最下部礫層については、大阪平野主要部では第一被圧帯水層の主要部をなすが、これまで、下位の天満層（低位段丘相当層）と一括されていた。今回、礫層主体の最下部礫層とシルト・薄層を挟む砂礫層である天満層とは透水性も異なることから細分し、現状の地下構造に見合うものにした（図 5）。地層区分は、深部構造においては、Ma12、Ma9、Ma6、Ma3、Ma-1 の区分を基本として、それらの海成粘土層を難透水層として評価し、モデルに組み入れた（図 6）。Ma9 以下の粘土層を 10~20m の層厚で一定として、削剥部分は上位層下面を優先することで、境界部分で層厚が削剥により減少するようにした。以上の地層構成のデータ追加によって、大阪平野中央部における浅層の帯水層構造も含めた地質構造モデルが作成された。

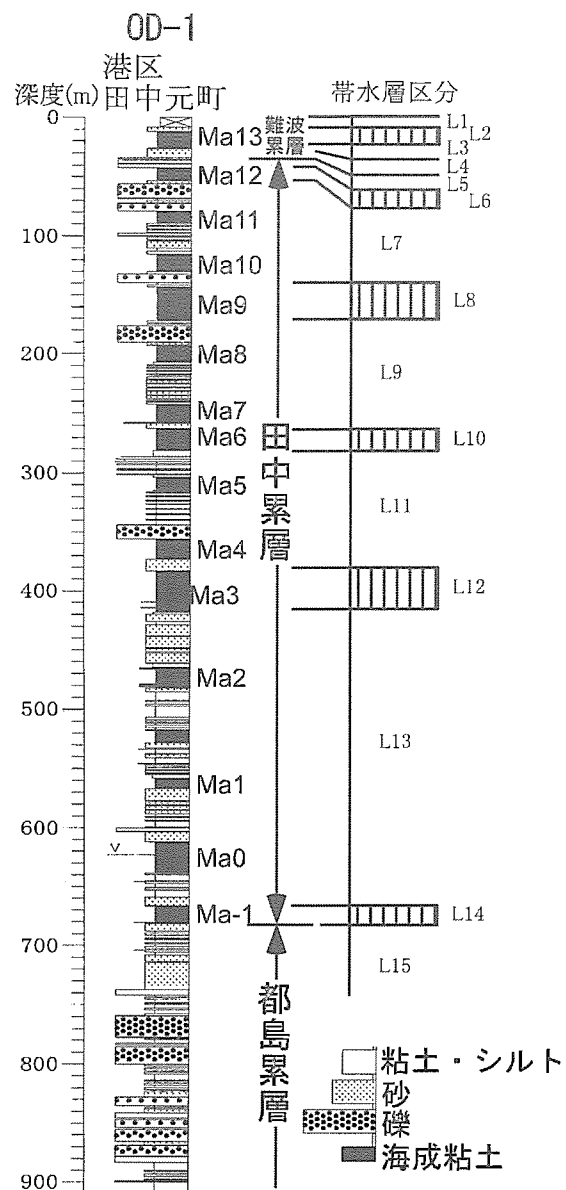


図-3 大阪平野の第四紀層地層構成と作成したモデルの帯水層区分



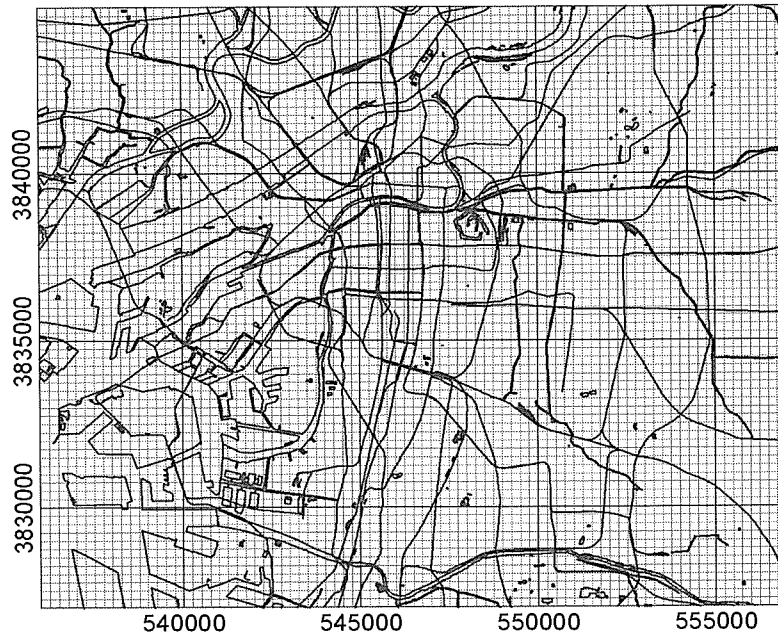


図4 大阪平野中央部でモデル作成した範囲とメッシュ位置

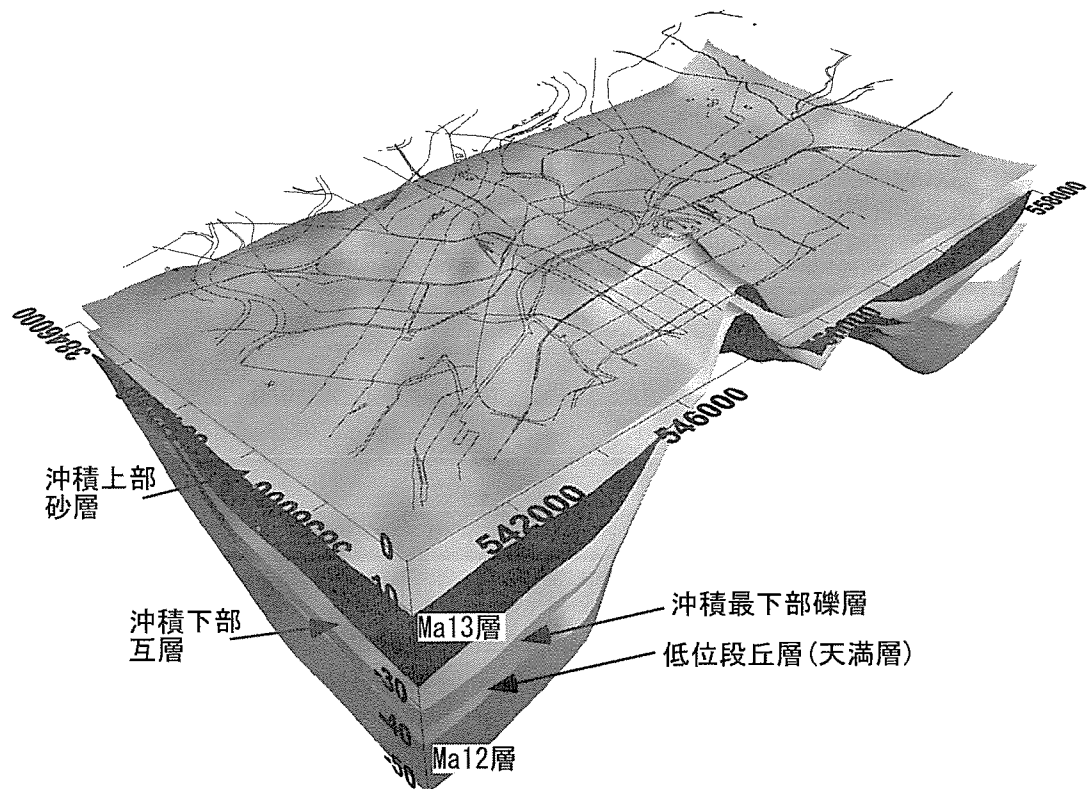
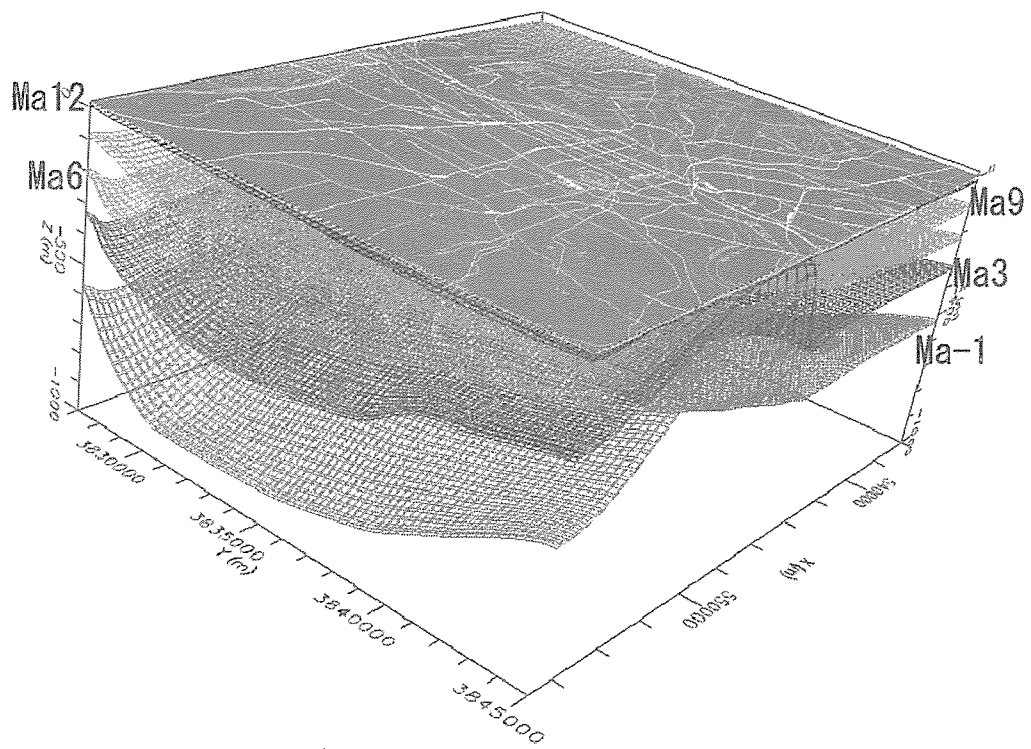
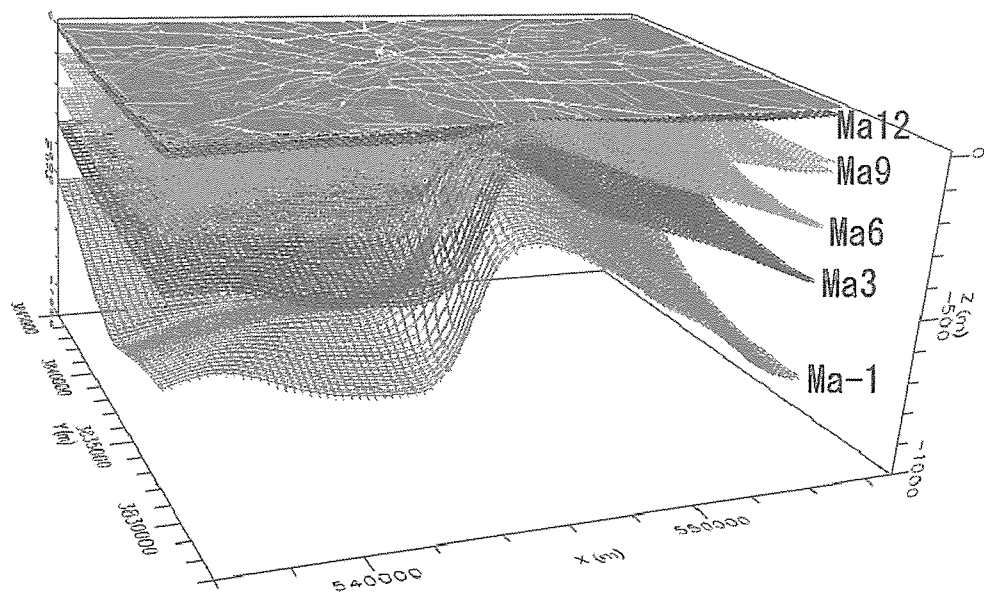


図5 作成した帯水層モデルの浅層部分を部分的にカットして内部の構造を示した立体図



モデル北東部から俯瞰



モデル中央部を東西に  
切断し，南西部から俯瞰

図6 作成した帯水層モデル立体図

## 7. おわりに

先にモデル構築された広域地下水流動モデルで簡素化されていた地層区分について再構築を試みた。対象地域はボーリングデータの密に存在し地盤データベースを活用して地層構造が具体的に読み取れる大阪平野中央部で、側方連続の良い海成粘土層で明確に帯水層区分ができる範囲として田中累層から平野表層までの地層を対象にした。

各層準毎のメッシュデータについては、Excel 形式のファイルにて保存している。

## 引用文献

- 1) 阿部信晴, 三田村宗樹, 中屋眞司, 飯田智之, 奥田敏昭:大阪平野における広域地下水涵養シミュレーションのためのモデル化について. 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2001, pp.25-34, 2001.
- 2) 奥田敏昭, 阿部信晴, 三田村宗樹, 中屋眞司, 飯田智之:大阪平野広域地下水シミュレーションモデルの構築. 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2002, pp.1-8, 2002.
- 3) 吉川周作, 三田村宗樹:大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質雑, 105, pp.332-340, 1999.
- 4) 三田村宗樹, 橋本真由子:ボーリングデータベースからみた大阪平野難波累層基底礫層の分布. 第四紀研究, 43, pp.253-264, 2004.
- 5) 三田村宗樹:大阪平野西部の天満層に関わる問題, 地下水技術, 40, pp.41-50, 1998.

# 井戸データからみた大阪平野中央部の帯水層モデル細分化と 水基本調査データベースからみた地域的な透水性の比較

三田村宗樹（大阪市立大学 大学院理学研究科）

## 1. はじめに

これまでの地下水涵養研究委員会の研究活動として、大阪平野広域地下水シミュレーションモデル構築<sup>1),2)</sup>のため、当該地域の3次元的地質構造モデルの作成を行う必要があり、従来から蓄積されてきた大阪平野周辺の第四紀層に関わる資料をまとめて第四紀層の上半部について、代表的な層準の分布深度を集成した平面図（はぎ取り地形図）としてまとめ、それをもとに3次元的地質構造モデルを構築してきた。

そのモデルでは、地下水広域流動系の把握のため、構築されたモデルは、計算容量の制約もあり、表層では、沖積層の細分は省かれモデル表層を覆う透水性の低いレイヤーとしてしか表現されていなかった。また、深層部分においては、大阪層群上半部（田中累層）が海成粘土層と砂礫層の互層から構成されるのに対して、海成粘土層下面を境界とした単純な層区分が行われたにとどまり、それらのレイヤー間には、難透水層は挟まれないモデルとなっている。このため、広域流動を大まかに把握するモデルとしては、意義があるとみられるが、より具体性を持たせた地下水流動問題を検討するためには、より細分したモデルを構築する必要がある。そこで、今回は、下記の点を従来構築したモデルに付加して、浅層部を中心に大阪平野中央部における三次元帯水層構造のモデルを作成した。

また、水基本調査(地下水調査)として収集され、全国地下水資料台帳としてデータベース化されている資料をもとに、大阪平野とその周辺低地部の帯水層の状況を概観したので報告する。

## 2. 第四紀層の構成と分布

大阪平野地下の第四紀層は、全体の厚さ1500m以上に達する。平野地下の第四紀層は大きく2分され、その下半部は都島累層、上半部は田中累層と呼ばれている<sup>3)</sup>。それらを不整合に覆って沖積層（難波累層）が広く分布する。第四紀層の下半部（都島累層）は、主に河川成の砂礫層から構成され、平野地下では約1000m前後の厚さがある。砂礫層の間にはシルト・粘土層が挟まれるが、側方への地層の連続が悪い。

上半部（田中累層と沖積層（難波累層））は、内湾環境の堆積物（主に海成粘土層）と河川・湖沼環境で形成された堆積物（主に砂礫層）が交互に積み重なった地層構成で500m以上の厚さをもつ。主な海成粘土層は15層存在し、下位から順に、Ma-1, Ma0, Ma1, …, Ma12, Ma13 と呼ばれる。工学的にはMa13層が沖積粘土層、Ma12層が最上位の洪積粘土層である。海成粘土層は側方によく連続し、広く平野地下に分布する。都島累層は丘陵部に露出する大阪層群最下部および下部の下半部に、田中累層は大阪層群下部の上半部および上部と段丘構成層に相当する。Ma12層より上位の地層は中位段丘～平野地下、Ma9層～Ma12層の分布は高位段丘～平野地下にかけて、Ma9より下位の地層は丘陵部に直接露出し、平野地下へ連続して分布する。第四紀層の地質構造は全体として大阪堆積盆地の中央（大阪湾中央部）へ傾く傾向となっていることから、より下位の層準は盆地の縁辺に直接露出する（図-1）。

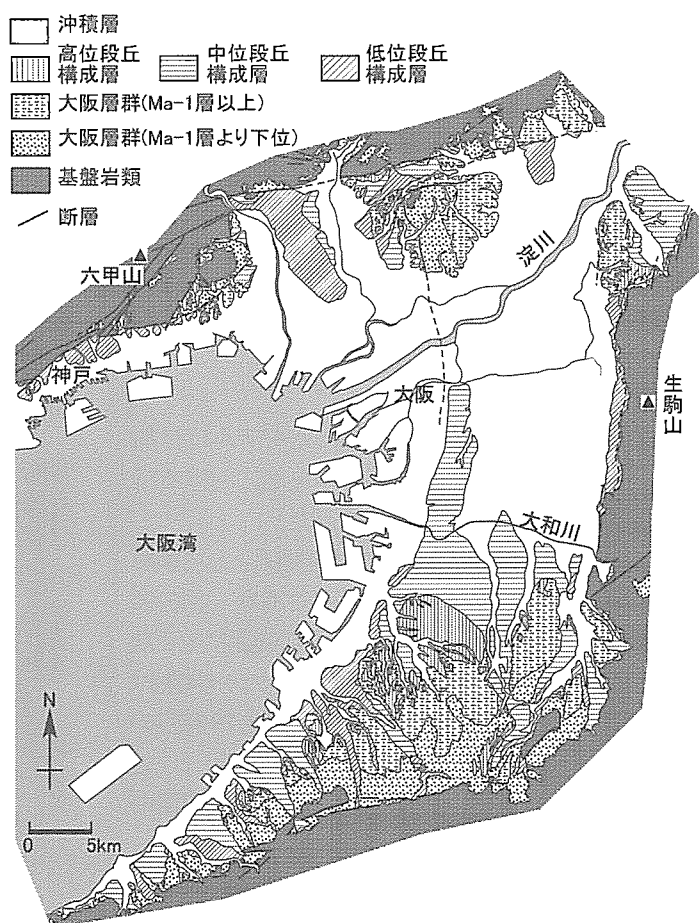


図-1 大阪周辺の第四紀層の地質図

### 3. 沖積層，第一洪積砂礫層の細分化

大阪平野部の浅層帯水層構造モデルでは，平野主要部における浅層部の帯水層を対象にした地下水流動解析のモデルが必要となる．これまでの広域流動モデルでは，沖積層は1層の難透水層として扱い，単純化されている．広域流動を検討するにはこのような単純化が必要であったが，平野浅層部を対象に地下水流動を考える際，表層部の細かな帯水層区分が重要となる．

大阪平野表層部の地層分布については関西圏地盤情報の活用協議会が構築・管理する地盤データベースに基づいて，これまで沖積層を中心にした詳細な地層分布の検討がなされてきている．これらについては，すでに関西地層分布図「大阪平野」で集成された図面が存在し，これをもとにしたモデル設定ができる．平野表層の被圧地下水帯水層として，沖積上部砂層，Ma13層の分布を帯水層構造モデルに加えることができる．

一方，沖積層の下位に分布する第一洪積砂礫層（沖積層下Ma12層間の粗粒層）は従来から第一被圧帯水層とされている．しかし，この粗粒層のうち，淀川・旧大和川・猪名川などの地下に埋没谷が存在し，その谷沿いに顕著な礫層が分布している．この礫層は難波累層最下部（沖積層の基底礫層）として位置づけられている<sup>4)</sup>．この礫層を除くと第一洪積砂礫層は礫・砂・シルトの互層状を呈していて，岩相も異なっている．透水性は，この沖積層基底礫の方が高いとされてもいる<sup>5)</sup>．このように，第一洪積砂礫層はこの礫層の部分と互層状の部分とを区分してモデルに組み込むことが可能である．この礫層を沖積層に含めた上で沖積層の基底面標高分布を描くと，沖積層下の谷地形がより明瞭に表現される（図-2）．

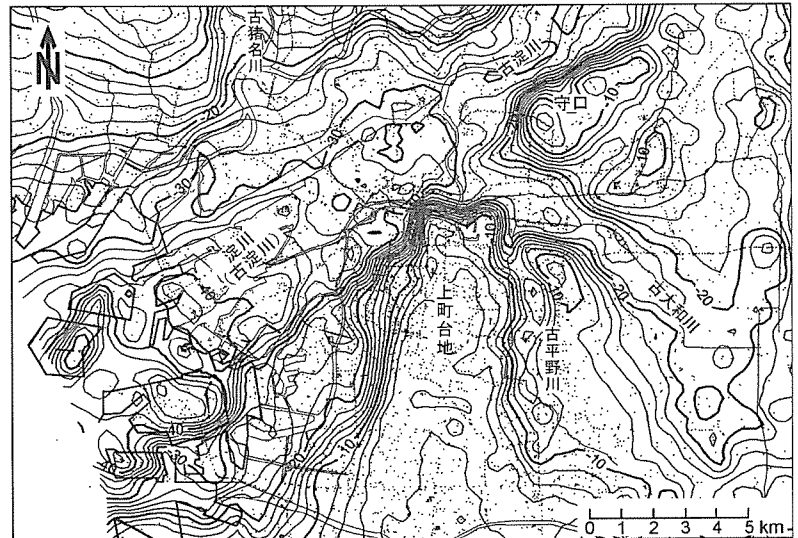


図-2 第一洪積砂礫のうち沖積層最下部に含まれる砂礫層を除いた沖積層の基底面標高分布

### 4. 帯水層区分の設定

今回は，下記の点を従来構築したモデルに付加して，浅層部を中心に大阪平野中央部における三次元帯水層構造のモデルを作成した．

モデル座標系はWGS84上のUTM座標系として換算し，大阪市を中心とする南北18km（3827000～3845000m），東西21km（536000～557000m）の範囲に主要地域を設定し，15層の区分を行った．メッシュ間隔は東西，南北とも250mとし，東西91，南北79接点のマトリックスを構成している（図-3）．

沖積層については，上部砂層，Ma13層（沖積中部粘土層），下部互層，最下部礫層に4区分した．特に最下部礫層については，大阪平野主要部では第一被圧帯水層の主要部をなすが，これまで，下位の天満層（低位段丘相当層）と一括されていた．

今回，礫層主体の最下部礫層とシルト・薄層を挟む砂礫層である天満層とは透水性も異なることから細分し，現状の地下構造に見合うものにした（図-4）．

地層区分は，深部構造においては，Ma12, Ma9, Ma6, Ma3, Ma-1の区分を基本として，それらの海成粘土層を難透水層として評価し，モデルに組み入れた．Ma9以下の粘土層を10～20mの層厚で一定として，削剥部分は上位

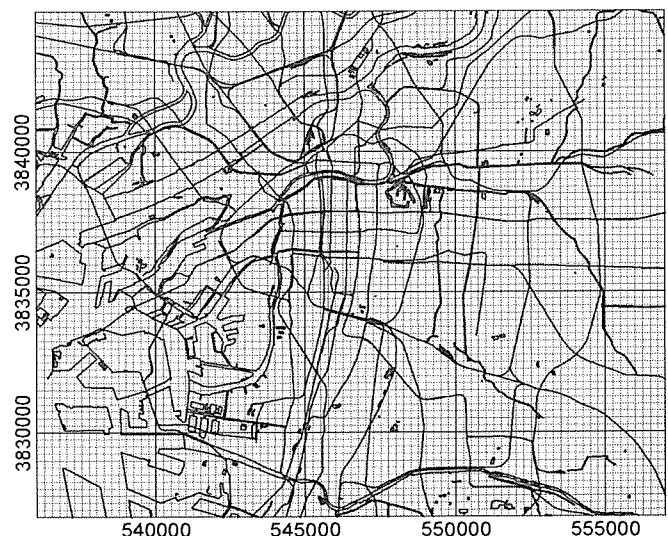


図-3 大阪平野中央部でモデル作成した範囲とメッシュ位置

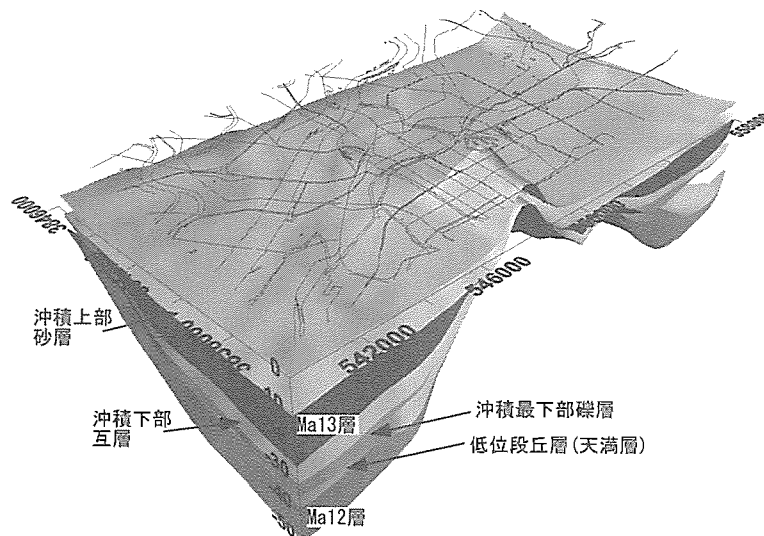


図-4 作成した帯水層モデルの浅層部分を部分的にカットして内部の構造を示した立体図

層下面を優先することで、境界部分で層厚が削剥により減少するようにした。

以上の地層構成のデータ追加によって、大阪平野中央部における浅層の帯水層構造も含めた地質構造モデルが作成された。

## 5. 井戸資料からみた帯水層の特性

国土交通省水資源局国土調査課が全国の井戸を対象に、井戸施設規模、地下水位等のデータ及び地盤地質情報を水基本調査（地下水調査）として収集し、全国地下水資料台帳に取りまとめている。1952年からの水基本調査（地下水調査）によって収集されたデータは全国で約6万件におよび現在データベースとしてインターネット上で公開されている<sup>6)</sup>。今回、このデータベースから大阪平野とその周辺低地部の資料について、井戸情報から帯水層の状況を概観した。使用したデータは、水基本調査（地下水調査）GISデータ「近畿」である。収録されるデータのうち井戸深さ、ストレーナ情報、揚水量、水位などの記載されているものを活用し、その件数は1061件である。これらの井戸情報の年度は1950年～1980年の30年間の情報であり、そのうち1960～1970年の10年間の情報が約7割を占める（図-5）。以下、井戸用途、井戸深度、ストレーナ長、自然水位、揚水量、比湧出量について平面分布図を作成した（図-6～11）。これらについて、地層分布と対照させながら概要を示す。

**井戸用途：**生活用としては地域に比較的偏りが少ないが、北摂地域および泉州地域の台地～丘陵縁辺部にやや多く分布し、最も件数が多い。農業用が生活用に次いで件数が多く生活用とほぼ同様の分布傾向がある。工業用は、河内低地部にも認められる。

**井戸深度：**最も深いものは1000m深に達するものが一部あるが、そのほとんどが400m深までで、100～200m深が一般的である。用途によって大きな傾向は見られない。

**ストレーナ長：**ほとんどの井戸が2～4区間の複数区間のストレーナを設置していて、取水位置は複数帯水層にまたがっている。その多くは合計のストレーナ長50mまでで、台地～丘陵地域においては50mを上回るストレーナ長を持つものが認められる。

**自然水位：**収録年度が1960年～1970年の間のデータが多く、低地部でも20～40m深に地下水位が存在している様子がうかがえる。丘陵部とくに千里丘陵では、自然水が低く、全般的に50m深より低い位置に地下水位が存在している。

**揚水量：**台地部での揚水量が比較的多いほか、淀川沿い・武庫川・猪名川沿い大阪盆地北縁部で大きな揚水がみられる。泉南・尼崎付近の揚水も比較的大きい。

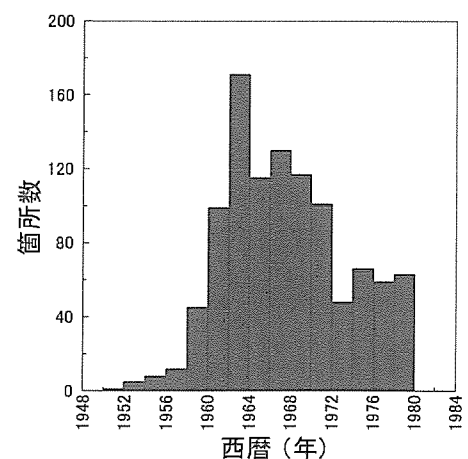


図-5 本報告で使用した井戸の年度データ（自然水位測定年）

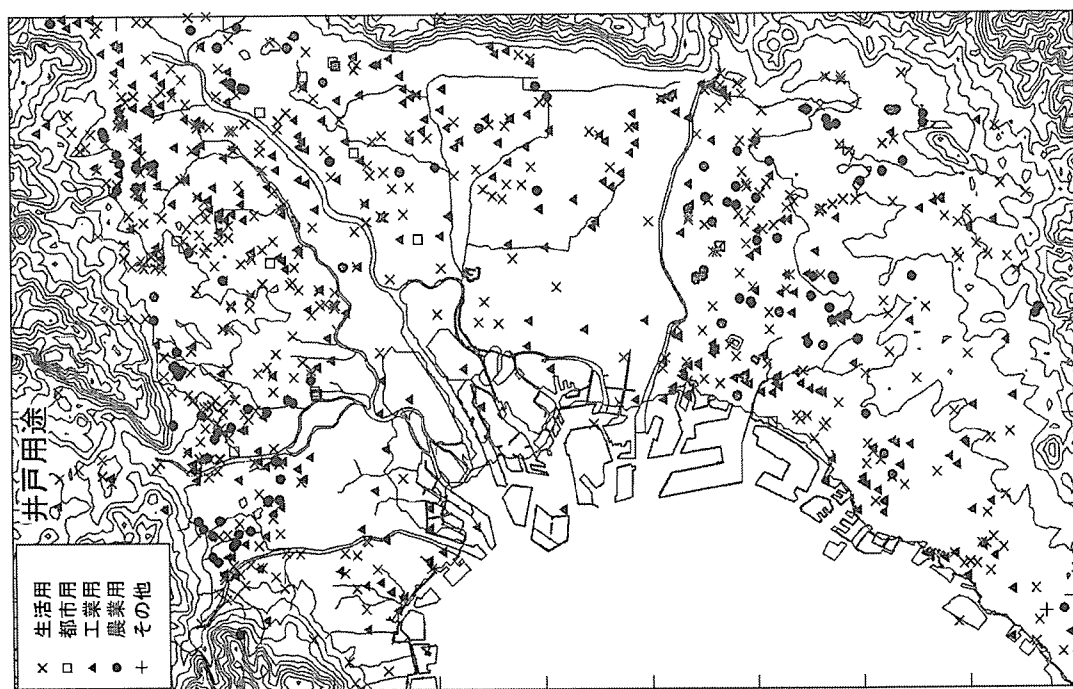


図-6 用途別井戸の分布

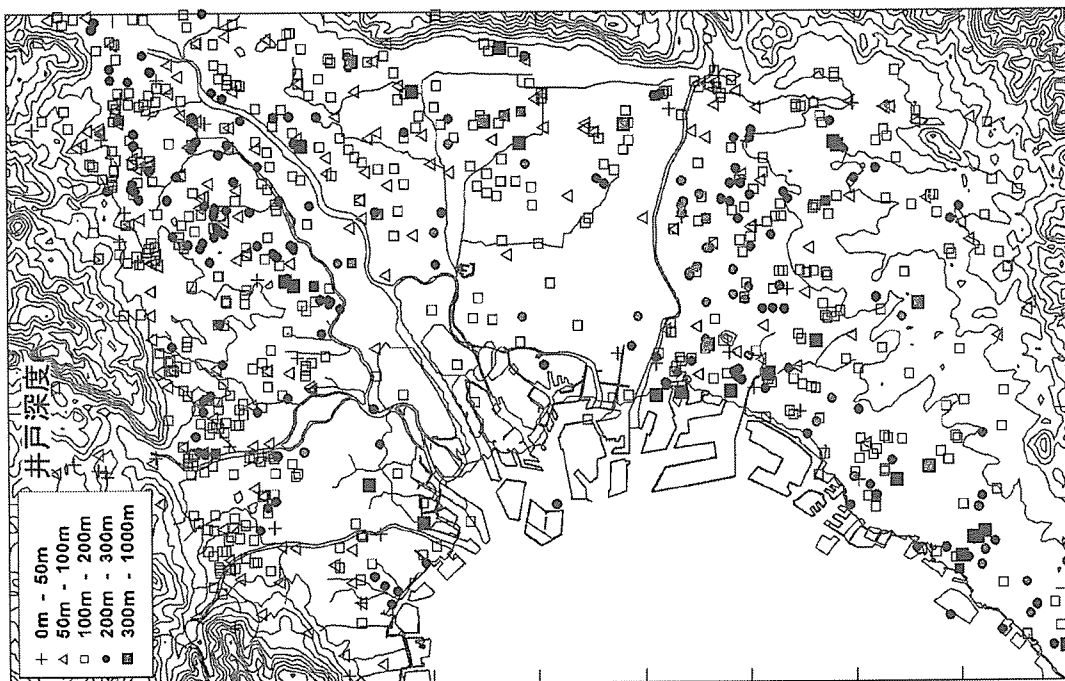


図-7 井戸深度の分布



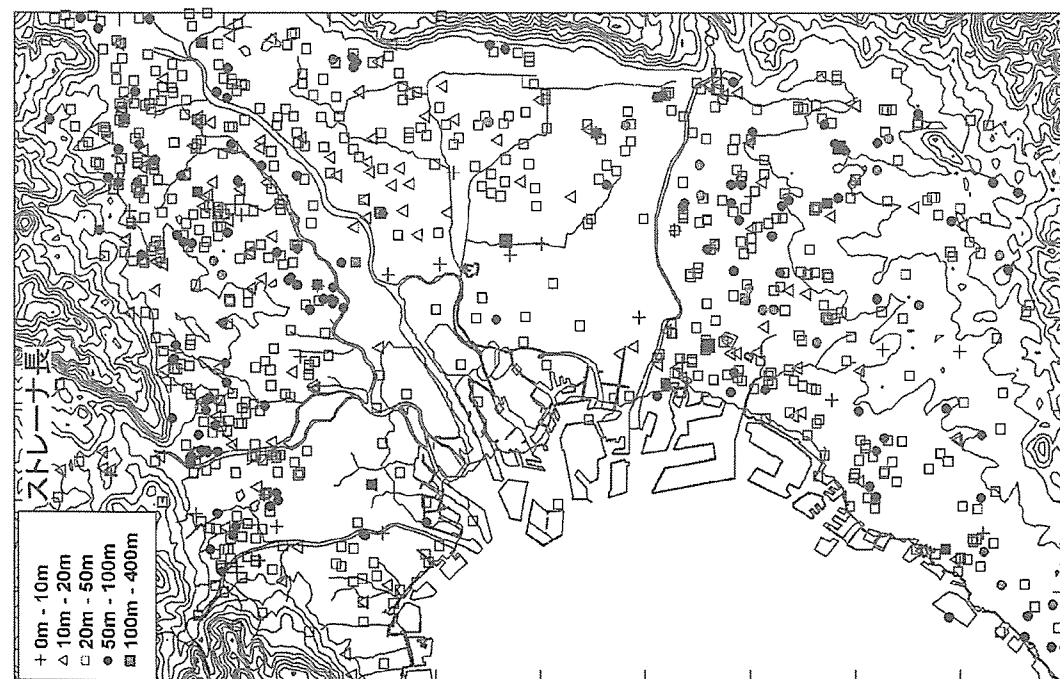


図-8 井戸ストレーナ長の分布

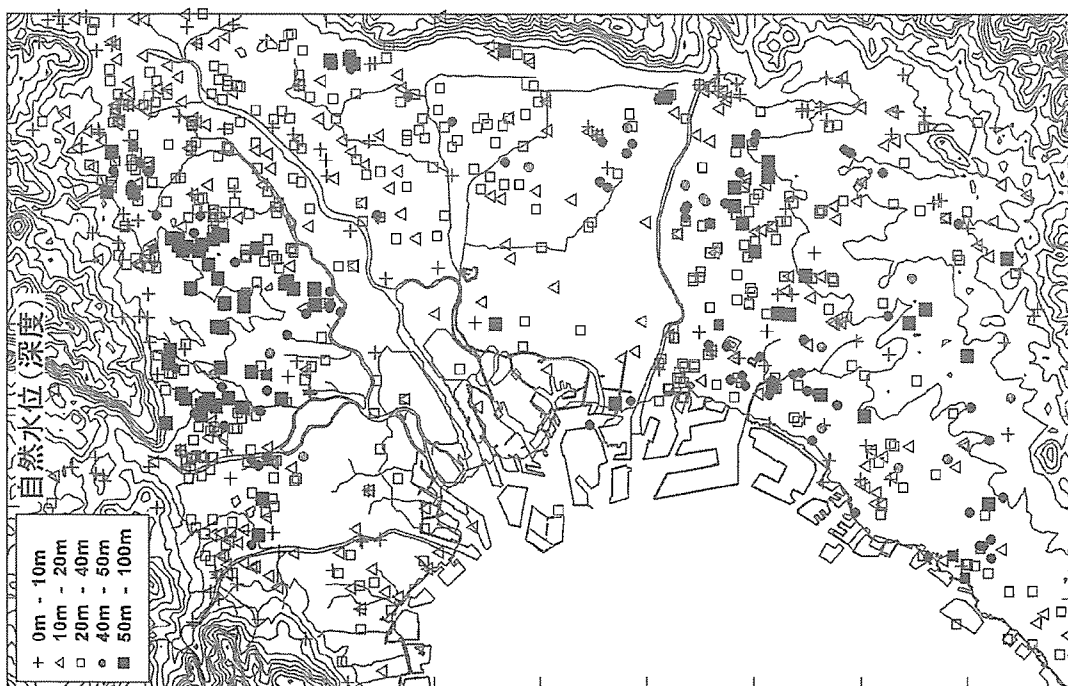


図-9 自然水位の分布



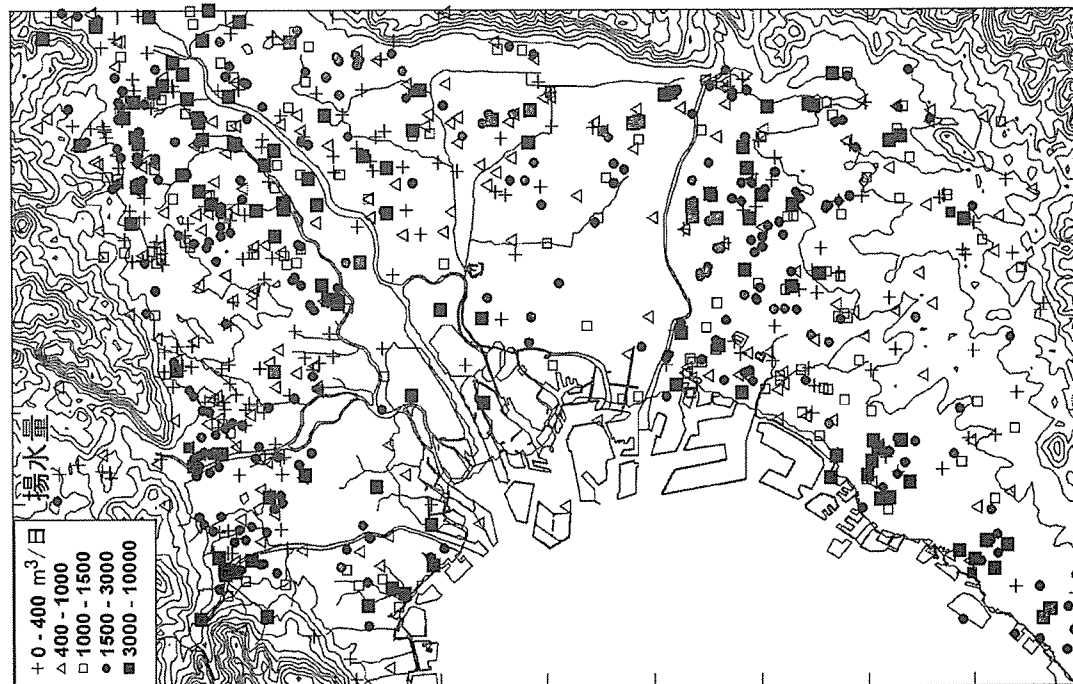


図-10 揚水量の状況(主要な年度は1960-1970年)

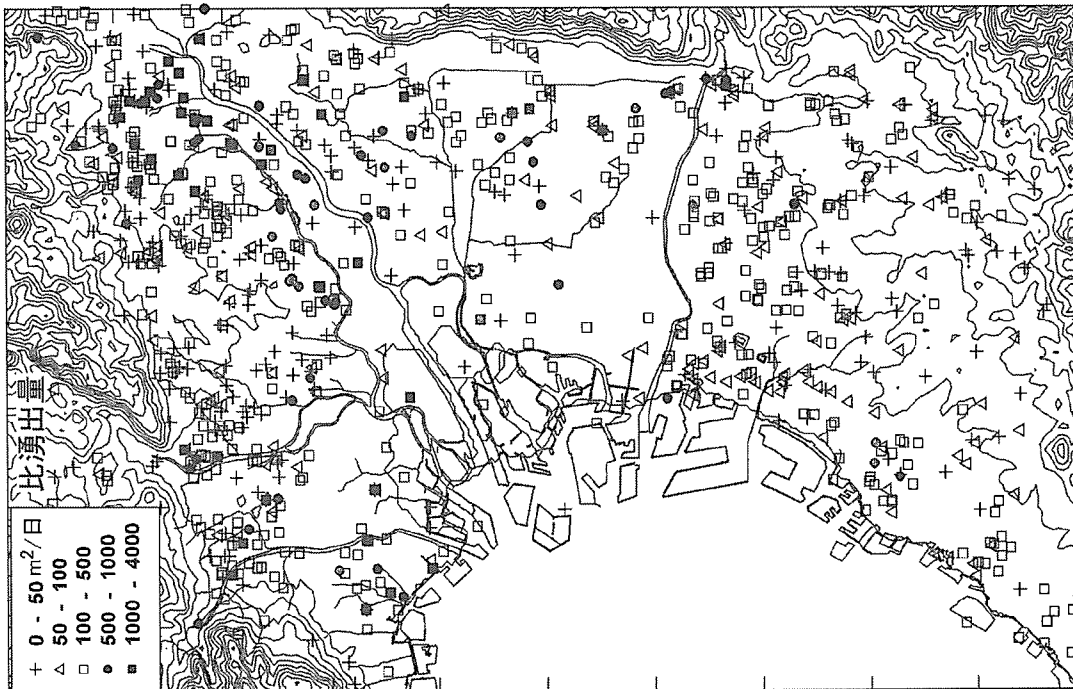


図-11 比湧出量の分布

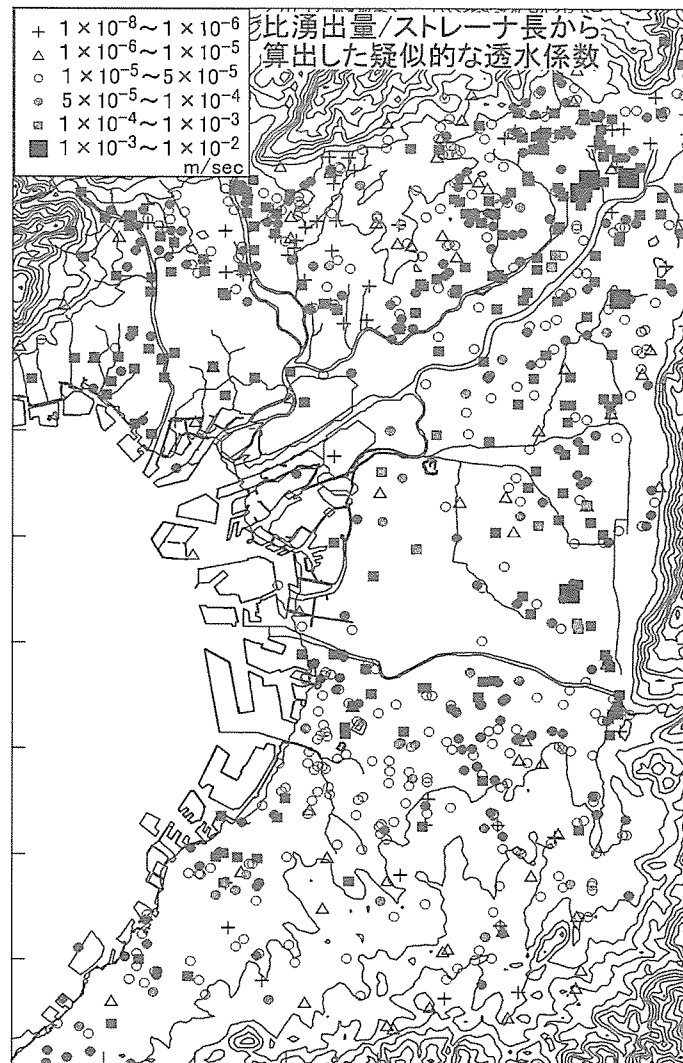


図-12 比湧出量をストレーナ長で割って算出した疑似的な透水係数の分布

比湧出量：揚水量を自然水位と揚水時水位との水位差で割った値で透水量係数にほぼ相当する指標で、帯水層の揚水機能の目安となる。北部と南部を比較すると北部が相対的に比湧出量が大きく淀川右岸地区（高槻から摂津にかけての淀川沿い地域）で帯状に比湧出量が大きな地域がある。また、猪名川・武庫川沿いの盆地北縁部も小規模ではあるが大きな比湧出量を示している。大阪北部地域では千里丘陵地域が比較的比湧出量が小さい。一方、大阪南部地域は沿岸部で比較的比湧出量が大きく、丘陵から山麓部へと比湧出量が小さくなる傾向が認められる。

以上の諸指標の分布からみて、大阪層群が主に分布する丘陵部では、台地・低地部に比べて比湧出量が小さく、特に都島累層（砂礫層と側方連続の悪い泥層）は、上位の地層に比べて透水性がそれほどよくない傾向にある。これに対して高槻～摂津にかけての淀川右岸地域は比湧出量が大きく 1000m<sup>2</sup>/日を上回る。これは、盆地内に流入する最も大きな水系である淀川がこの地域から流入するため、他の地域に比べて比較的粗粒な堆積物から構成され、透水性が大きくなっているものとみられる。従来河内低地に流入していた大和川は淀川に比べて粗粒な土砂の供給が少ないとみられ、比湧出量は周辺部とさほど大きくない。比湧出量を透水量係数としてストレーナ長を地層の厚さとして疑似的な透水係数を評価すると図-12 のようになり、丘陵部で 10<sup>-5</sup>m/sec より小さく、台地から低地部で 10<sup>-4</sup>～10<sup>-5</sup>m/sec、高槻～摂津付近の淀川右岸地域で 10<sup>-3</sup>m/sec といった透水性の概要評価ができる。

## 6. おわりに

先にモデル構築された広域地下水流動モデルで簡素化されていた地層区分について再構築を試みた。対象地域

はボーリングデータの密に存在し地盤データベースを活用して地層構造が具体的に読み取れる大阪平野中央部で、側方連続の良い海成粘土層で明確に帯水層区分ができる範囲として田中累層から平野表層までの地層を対象にした。

帯水層の特性の概要をみるため水基本調査（地下水調査）データベースを用いて井戸諸元の分布図を描いた結果、丘陵部で透水性が低く、比湧出量が小さいのに対して、台地～低地部で比較的透水性がよい。特に淀川右岸地域では大阪平野周辺部で最も透水性がよく比湧出量も大きいことが確認できた。これは大阪北東部地域に流入する淀川水系から粗粒堆積物が多くもたらされていることによると考えられる。

## 引用文献

- 1) 阿部信晴, 三田村宗樹, 中屋眞司, 飯田智之, 興田敏昭:大阪平野における広域地下水涵養シミュレーションのためのモデル化について. 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2001, 25-34, 2001.
- 2) 興田敏昭, 阿部信晴, 三田村宗樹, 中屋眞司, 飯田智之:大阪平野広域地下水シミュレーションモデルの構築. 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2002, 1-8, 2002.
- 3) 吉川周作, 三田村宗樹:大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質雑, 105, 332-340, 1999.
- 4) 三田村宗樹, 橋本真由子:ボーリングデータベースからみた大阪平野難波累層基底礫層の分布. 第四紀研究, 43, 253-264, 2004.
- 5) 三田村宗樹:大阪平野西部の天満層に関わる問題, 地下水技術, 40, 41-50, 1998.
- 6) 国土交通省水資源局国土調査課:水基本調査（地下水調査）データベース  
<http://tochi.mlit.go.jp/tockok/tochimizu/F9/download.html>

# 大阪平野における帯水層の連続性について

地域地盤環境研究所 飯田智之

## 1. はじめに

帯水層の連続性を検討するためには、帯水層（砂礫層）の分布や断層の有無といった地層構造に関する情報と地下水位情報の両方が必要である。地層構造が正確に分かっていれば、それだけで帯水層の連続性は明らかとなるはずであるが、実際には数少ないボーリング等、点の情報のみから面的な地層構造が推定されているために、特に地層が複雑な断層の近辺などで推定された地層断面は、必ずしも正確ではないからである。逆に、2箇所の観測井の地下水位の反応が異なるといった揚水試験結果から、それらの観測井の間に未知の断層が発見される場合もある。また、地質学的には同じ帯水層と判断されていても、地下水理学的に別の帯水層と考えた方が良い場合や、その逆に、地質学的には異なる帯水層と判断されていても、地下水理学的に同じ帯水層と考えた方が良い場合などもあり得る。すなわち、地質学的な地層の連続性と地下水理学的な地層の連続性は必ずしも等しくない。

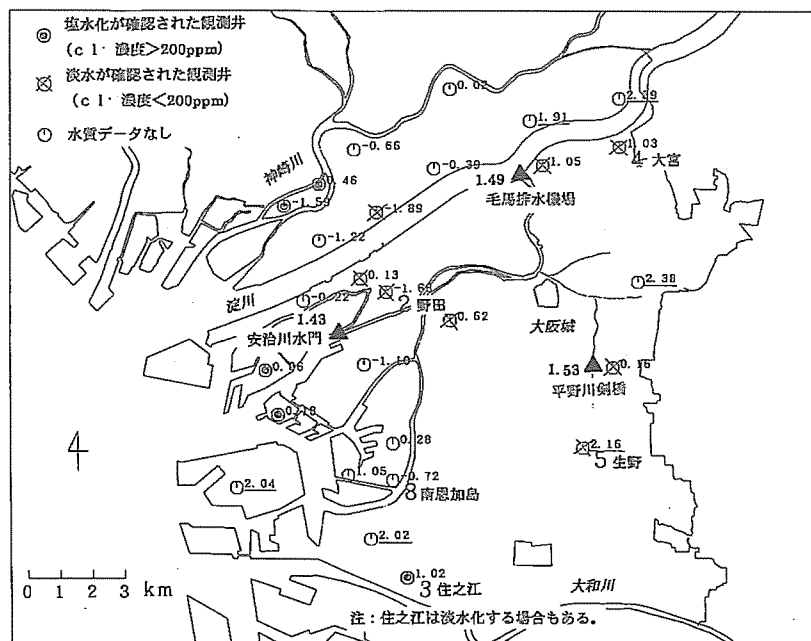
幸い、大阪平野では、地層構造に関する地盤データベースが整備され<sup>1)</sup>、また地下水位を中心とした地下水情報についてもデータベース化が図られつつあり<sup>2)</sup>、他地域と比較して情報が多い。さらに、大阪平野では 1990 年台に多数の揚水試験が実施されて一部は公表されている。これらの情報をもとに、帯水層の連続性について検討を行った。

## 2. 大阪平野における帯水層の連続性

### (1) 河川（海）水と不圧（自由）地下水との連続性<sup>3)</sup>

沖積層は上部層・中部粘土層・下部層の 3 層から構成されるが、地表面直下の上部層の地下水は不圧（自由）地下水と考えられる。不圧地下水と河川水の連続性について、水位と水質（塩分濃度）により検討した結果、平野部の地下水位が河川水位（海面）よりも常時低いにもかかわらず、不圧地下水の塩水化が部分的にしかみられないことから、少なくとも全面的には連続していないことが推定されている。

図-1 に地下水位と塩素イオン濃度の分布図を示す。

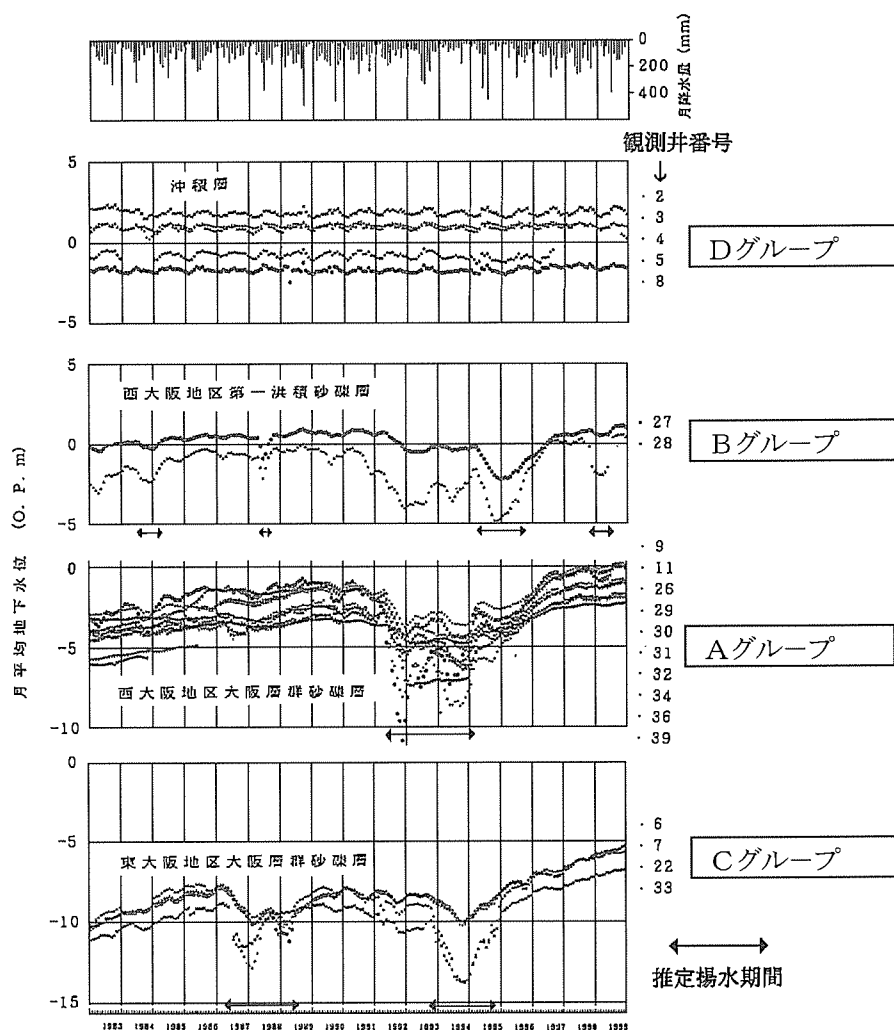


河川水位観測地点（▲）と沖積層の自由（不圧）地下水位観測地点（●・×・○）の位置図と年平均水位（実数。下線：河川水位よりも高い。）（O. P. m）分布図

図-1 大阪市内の不圧地下水の水位、塩素イオン濃度と河川水位<sup>3)</sup>

## (2) 不圧（自由）地下水と被圧地下水との連続性<sup>3)</sup>

図－2は、地下水位の変化パターンごとにA（西大阪地区大阪層群砂礫層）、B（西大阪地区第1洪積砂礫層）、C（東大阪地区大阪層群砂礫層）、D（沖積層不圧地下水）にグループ分けした水位の経年変化比較図である。図－3は被圧地下水のA、B、Cグループの観測井の分布図である。他の被圧帯水層の地下水位が長期的な上昇傾向と共に数m以上もの大幅な変動を示しているのに対して、Dグループ不圧地下水の水位は長期的にはほとんど変化しないことから、不圧地下水と第1洪積砂礫層や大阪層群砂礫層の被圧帯水層とは、水理的にはほとんど完全に不連続となっているように見える。これは、沖積層における中部粘土層の遮水能力の高さによるものと考えられる。ただし、ここでは便宜的に不圧地下水をひとつのDグループとしてまとめたが、観測地点ごとの平均地下水位は必ずしも一致せず、互いに面的に連続しているかどうか疑問が残る。



図－2 大阪市内の帯水層グループ別地下水位経年変化比較図<sup>3)</sup>

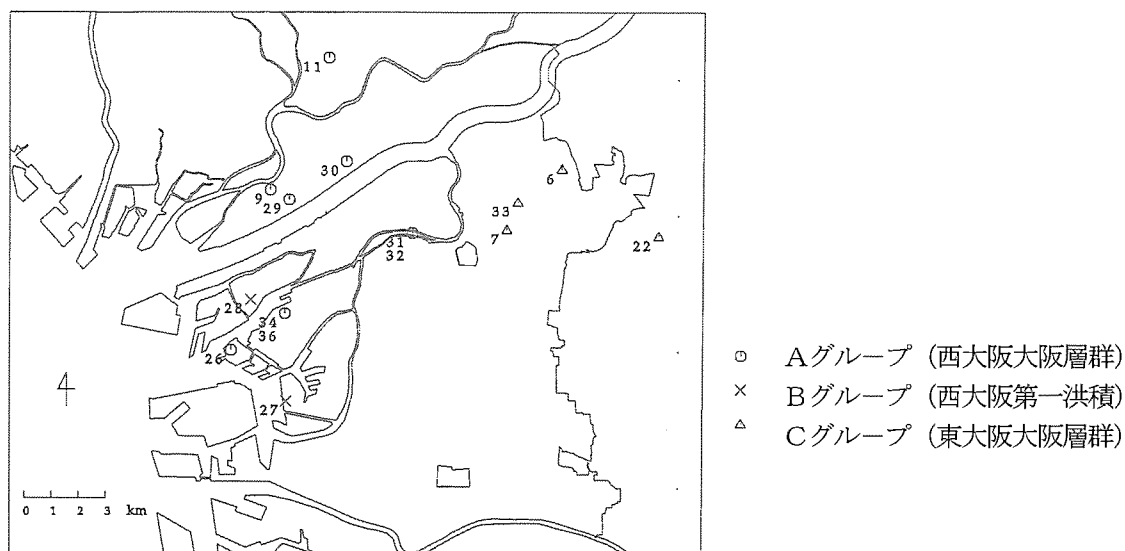


図-3 被圧地下水のグループ別観測井分布図

### (3) 第1洪積砂礫層と大阪層群砂礫層(第2洪積砂礫層以深)の連続性<sup>3)</sup>

図-2によりBグループ(西大阪地区第1洪積砂礫層)とAグループ同大阪層群砂礫層(第2洪積砂礫層以深の帯水層)の両グループの地下水位経時変化と両グループの揚水時期との関係(特に、1992～1994年の後者揚水時期と1995～1996年の前者揚水時期)を詳細に比較すると、お互いに他のグループの揚水による地下水位低下の影響が見てとれる。

### (4) 大阪層群砂礫層(第2洪積砂礫層以深)の被圧地下水どうしの連続性<sup>3)</sup>

大阪層群砂礫層の観測井のストレナ深度は図-4に示すように、50m以浅のものから300m以上のものまでまちまちであるにもかかわらず、図-2にAグループとまとめているように、それらの地下水位はほぼ同様の变化パターンを示している。図-5はAグループの最近の地下水位経年変化図である。深部についてはボーリングデータが少なく地盤構造の詳細は不明だが、多数の粘土層が何枚も分布していると推定されるので、それぞれに独立した帯水層と考えられるが、地下水位で比較する限り、互いに何らかの形で影響しあっているのは明らかである。

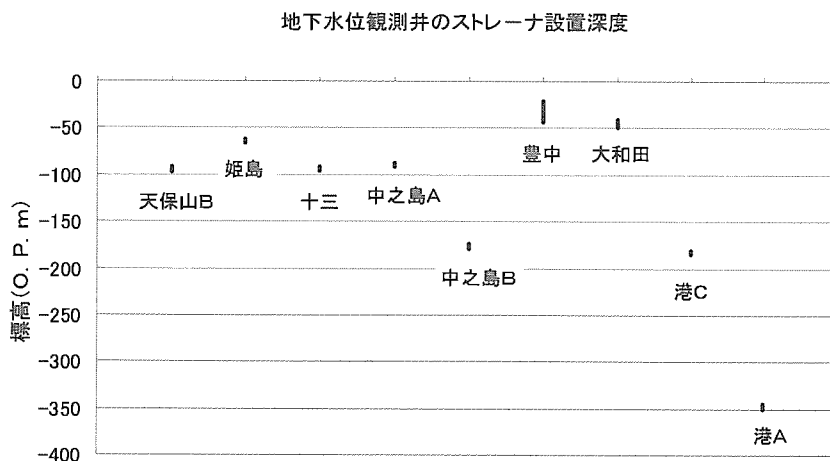
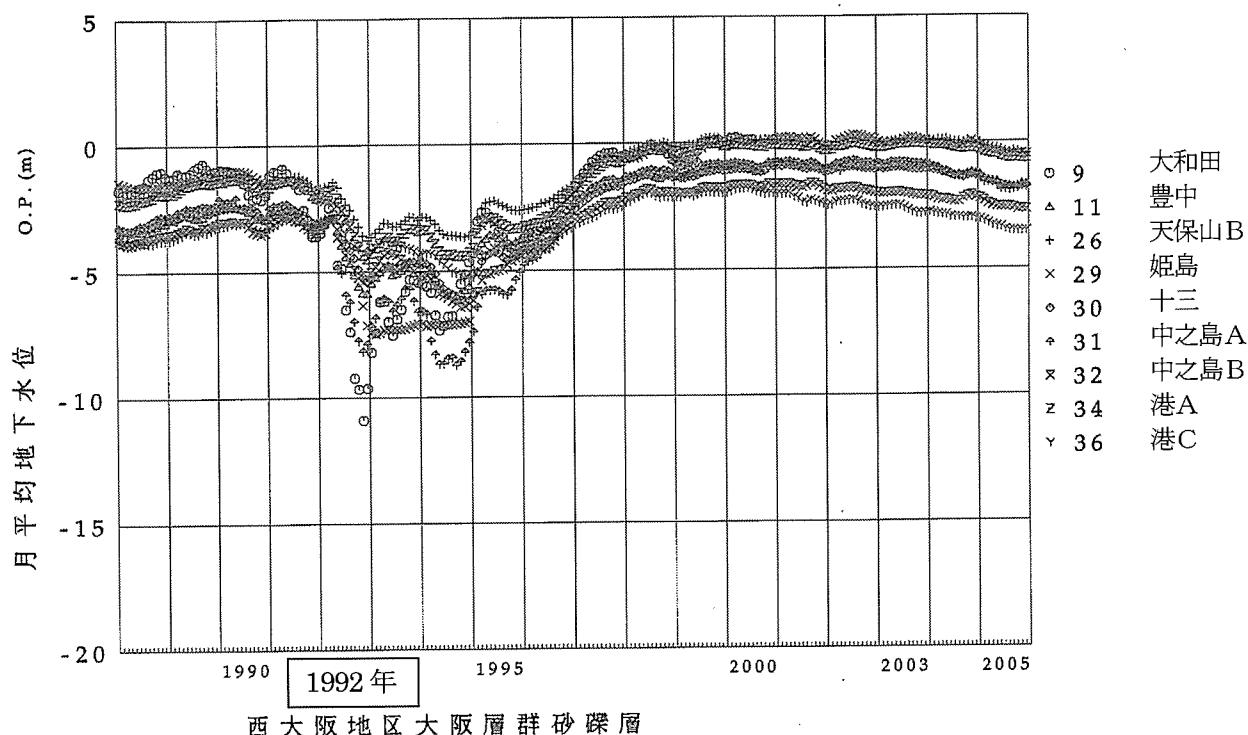


図-4 Aグループ(西大阪地区大阪層群砂礫層)の観測井のストレナ深度分布図



図－5 Aグループ（西大阪地区大阪層群砂礫層）の地下水位経年変化図

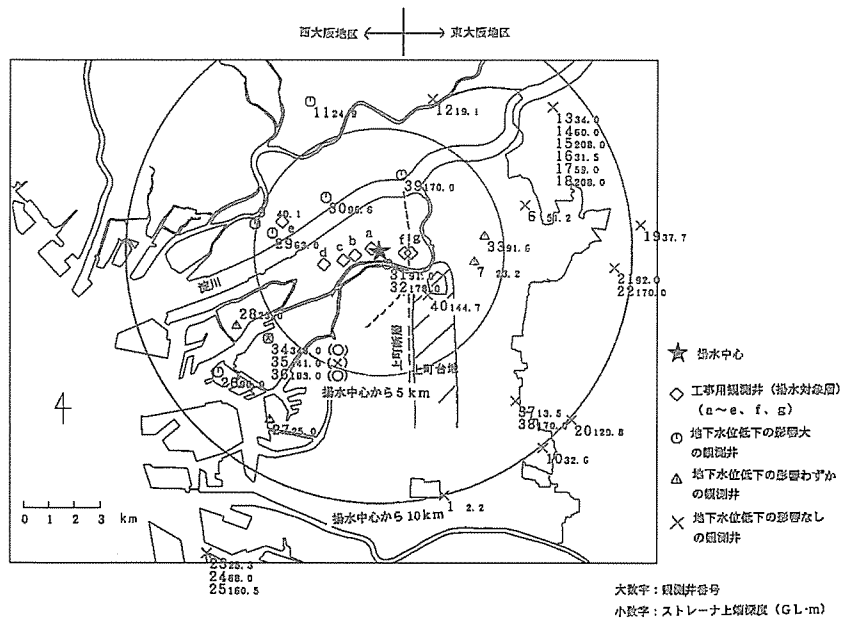
#### (5) 上町断層の遮水性<sup>3)</sup>

西大阪地区大阪層群砂礫層（Aグループ）における1992～1996年の地下水位低下（図－5）は、梅田付近での工事に伴う第1および第2洪積砂礫層の揚水に対応していると推定されるが、特に初期の1992年の揚水対象層は第2洪積砂礫層のみということであった。そこで、地下水位が最低となる1992年11月のデータを用い、定常状態を仮定して若干の解析を試みた。

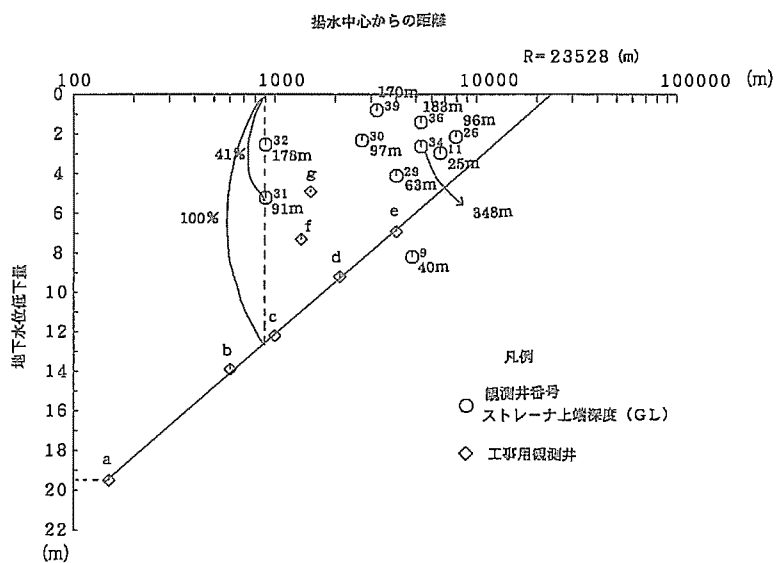
図－6は工事用観測井（間隙水圧計）と沖積層を除く全グループの観測井の位置図である。揚水による地下水位低下に対して上町断層が何らかの形で影響を及ぼすことが推定されるため、併せて揚水中心位置と上町断層の位置も示している。

工事用観測井a～eは、いずれも揚水中心の西側にほぼ東西方向に並んで位置し、揚水対象層と同じ第2洪積砂礫層を対象としている。また、工事用観測井f・gは、揚水中心の東側に位置し、しかも多数のボーリング調査により詳細な位置が確認された上町断層をはさんでその両側に設置されたものであり、間隙水圧計の設置深度はa～eと同程度であるが、地層が複雑なために測定対象の帯水層は不明である。工事用以外の観測井（ほとんどが、揚水対象層ではない。）は、揚水時における地下水位低下の影響度合いによって、マーク（○・△・×）を変えている。

図－6に示すように、上町断層以西の西大阪地区では、揚水対象層以外の深部にまで地下水位低下の影響が明白に及んでいるのに対し、上町断層以东の東大阪地区では、観測井No.7およびNo.33（東大阪地区大阪層群砂礫層グループ）でわずかに揚水の影響が見られる他は、深度にかかわらずほとんど揚水の影響がない。また、図－7により上町断層をはさんで設置された工事用観測井f・gのデータをみると、いずれの地下水位低下量も理論式（直線）で予測される値よりも小さく、また両者を比較すると断層の東側のgの値が西側のfの値よりもさらに小さい。従って、西大阪地区での揚水による地下水位低下の影響に対して、上町断層あるいは上町台地がある程度遮水効果をもつのは間違いない。ただし、見方を変えると、上町断層自体は遮水壁として完全には機能していないようである。



図一六 西大阪地区第2洪積砂礫層揚水時の地下水位低下影響範囲



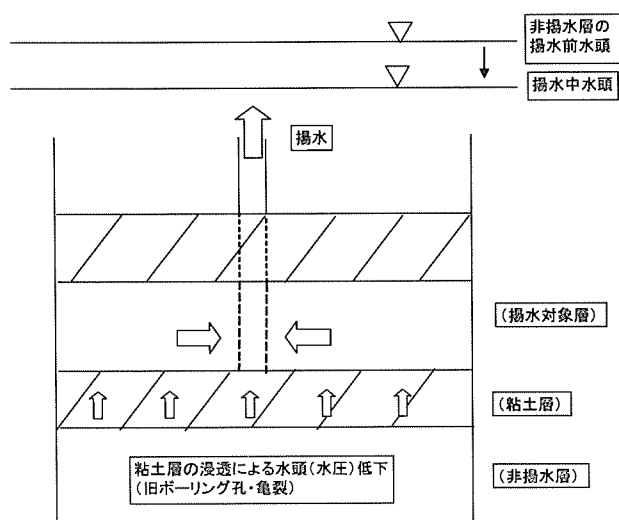
図一七 西大阪地区第2洪積砂礫層揚水時の地下水位低下量

### 3. 非揚水層の地下水位低下のメカニズムについての予察

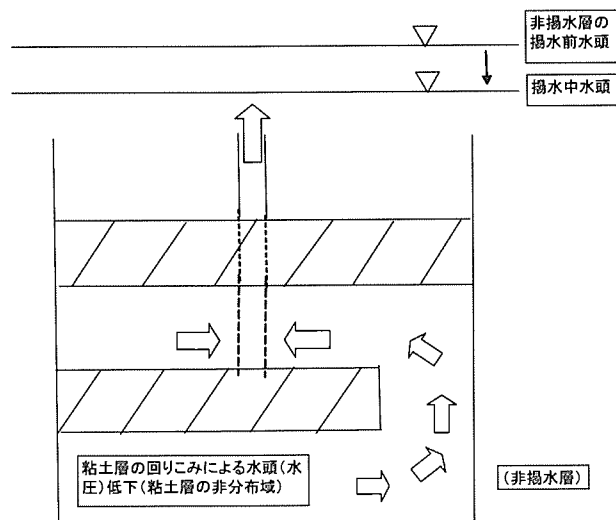
上記のように、地下水を揚水した場合に、揚水対象層との間に粘土層を挟んで隣接した帯水層にも地下水位低下の影響が及ぶ場合（第1洪積砂礫層と第2洪積砂礫層以深の関係や第2洪積砂礫層以深の帯水層どうしの関係など）に、そのメカニズムとして図一八（A）、（B）、（C）に示すような3つのモデルが考えられる。

- （A）粘土層に古いボーリング孔や、何らかの亀裂など地下水の水みちがあり、それらを介して揚水の影響がおよぶ場合（観測井自体も水みちとなり得る）。
- （B）粘土層の分布域が限られており、非揚水対象層が揚水対象層と遠方で連続しており、揚水の影響が粘土層を回り込む形で影響する場合。
- （C）揚水の影響により粘土層が何らかの形で変形し、その影響で非揚水対象層自体が膨張して圧力伝播の形で影響する場合。

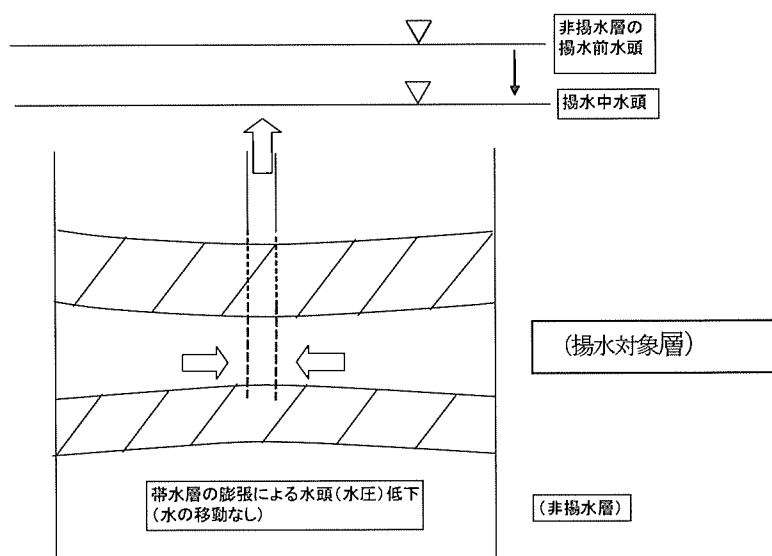




図－8 (A) 粘土層の旧ボーリング孔や亀裂による連続性



図－8 (B) 粘土層の非分布域(回り込み)による連続性



図－8 (C) 粘土層の変形に伴う帯水層の膨張による圧力伝播

このうち、(A)、(B)のモデルは、非揚水層から揚水対象層へ実際の水の移動があり、一般の浸透理論で説明が可能であるが、非揚水層における地下水位低下の観測値を説明できるだけの水みちや回りこみの地下水のルートが実際にあるかどうかポイントである。一方、Cのモデルは非揚水対象層の水頭が変化したとしても、圧力の伝播だけであり、非揚水対象層から揚水対象層へ実際の水の移動はない。

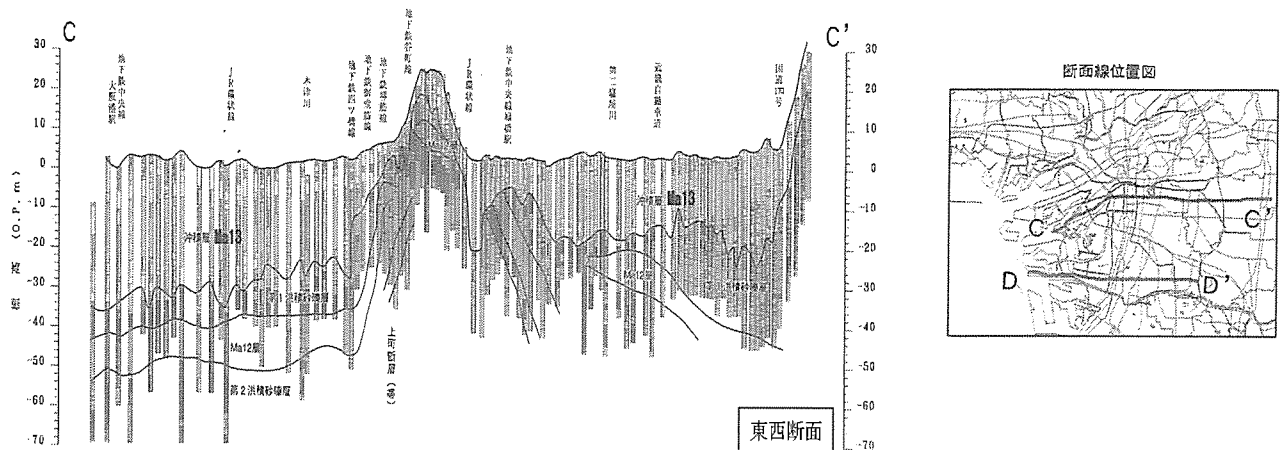
西垣ら<sup>4)</sup>は、揚水対象層との間に粘土層を挟んで隣接した帯水層にも地下水位低下の影響が及ぶ、という上記と同じ事例に対して、浸透解析の限界を指摘した上で、浸透と変形を練成(カップリング)させたシミュレーションを行い、理論的にそのような現象の可能性を指摘した。

大阪平野の被圧帯水層どうしの連続性について、(A)、(B)、(C)の3つのモデルの妥当性を比較検討するだけの詳細なデータはないが、概略の見通しを以下に示す。

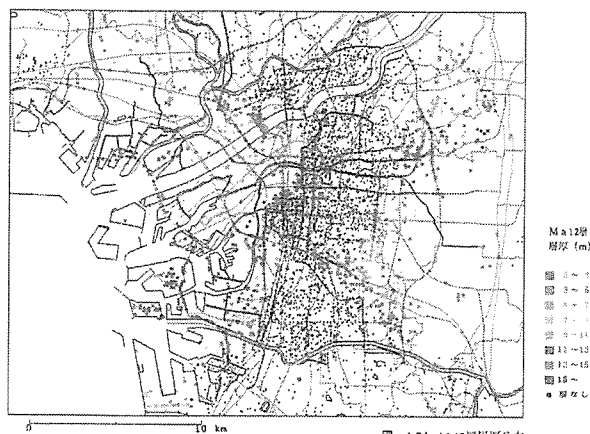
(A)については、旧ボーリング孔などの水みちを介して地下水位低下の影響を非揚水層の地下水に与えるためには、かなりの大きさ・量の水みちが必要であり、可能性は低いように思われる。

(B)については、図－9、図－10に示すように、確かにMa 13層やMa 12層は分布域が限られており、上町

台地周辺には分布していない。Ma 11 層よりも古い（番号の若い）粘土層の分布域はよくわかっていないが、恐らく同様に分布域が限られていることが推定される。従って、上町台地周辺の砂礫層を介して（回り込みにより）非揚水層へ地下水位低下の影響をおよぼすことが考えられるが、先に述べたように、上町断層が平面的に地下水をある程度遮断しており、大阪地域の帯水層を西大阪地域と東大阪地域に分けていることから、それだけでは説明できないように思われる。



図－9 大阪平野の代表的な東西方向地層断面図（C－C'）<sup>1)</sup>



## 謝辞

本研究を実施するに際して、地下水地盤環境に関する研究協議会の会員各位には貴重なデータを提供していただいた。また、非揚水層への揚水の影響伝播のメカニズムに関して、信州大学工学部の中屋眞一先生からご教示をいただいた。

## 引用・参考文献

- 1) (社)土質工学会関西支部・関西の大深度地盤の地質構造とその特性の研究委員会・地下空間の活用と技術に関する研究協議会編:「*関西地盤*」, 1992.
- 2) 飯田智之: 地下水地盤環境に関する研究協議会の活動紹介-地下水情報のデータベース化-, *地下水地盤環境に関するシンポジウム 2003 発表論文集*, pp.47-52, 2003.
- 3) 橋本正, 飯田智之, 宇野尚雄, 神谷浩二: 大阪平野の地下水位変動の特徴とその影響要因, *地下水地盤環境に関するシンポジウム 2000 発表論文集*, pp.65-78, 2000.
- 4) 西垣 誠, 竹下祐二, 河野伊一郎, 中屋眞司: 多層地盤での大深度地下掘削にける地下水保全のための浸透特性の計測法とその検討例, *地下水学会誌* 第 31 巻, 第 4 号, 189-198, 1989.

# 扇状地の河川近傍における地下水挙動に関する考察

岐阜大学工学部 神谷浩二

## 1. まえがき

都市部での地下水位回復に伴う地下水活用ニーズが高まっている現状の中、適正な地下水位・流動を持続的に管理するためには、地下水流動やその循環機構を解明することが重要である。本報告は、扇状地河川による地下水涵養の機構を検討したものである。扇状地を対象に、河川から地下水への流入経路を水位等高線、水温分布などに基づいて分析した事例<sup>1)</sup>、河川流量の流下に伴う変化量を用いて河川による地下水への涵養量を推定する手法<sup>2)～4)</sup>が示されている。これらに対比して、本報告では、扇状地河川近傍に設置した観測井を用いて地下水位・水温および地下水流速・流向を調査することによって、河川近傍における地下水挙動の特徴を考察した。

## 2. 河川近傍における地下水調査の概要

### 2. 1 対象地域および観測井

対象地域は、岐阜県岐阜市の長良川扇状地であり、濃尾平野の北端に位置する。井戸深度が25mの観測井を図-1に示すように長良川近傍(河川の南部)に設置して、地下水位等の調査を実施した。観測井は、孔径φ50mmであり、全孔がスクリーンとなった構造である。

図-2は、その地点での柱状図を示したものである。地表面(T.P.14.4m)からGL.-25m(T.P.-10.6m)までの範囲では、地盤は透水性の高い砂礫層や玉石混じり砂礫層によって構成されている。なお、観測井近傍での長良川の河床標高はおおよそT.P.8mである。また、地下水位は、後述の図-3に示すように、'05年12月～'07年2月の期間ではT.P.8m～12mの範囲にある。

### 2. 2 調査項目

観測井内にGL.-15mの位置に水位計および水温計を設置し、地下水位

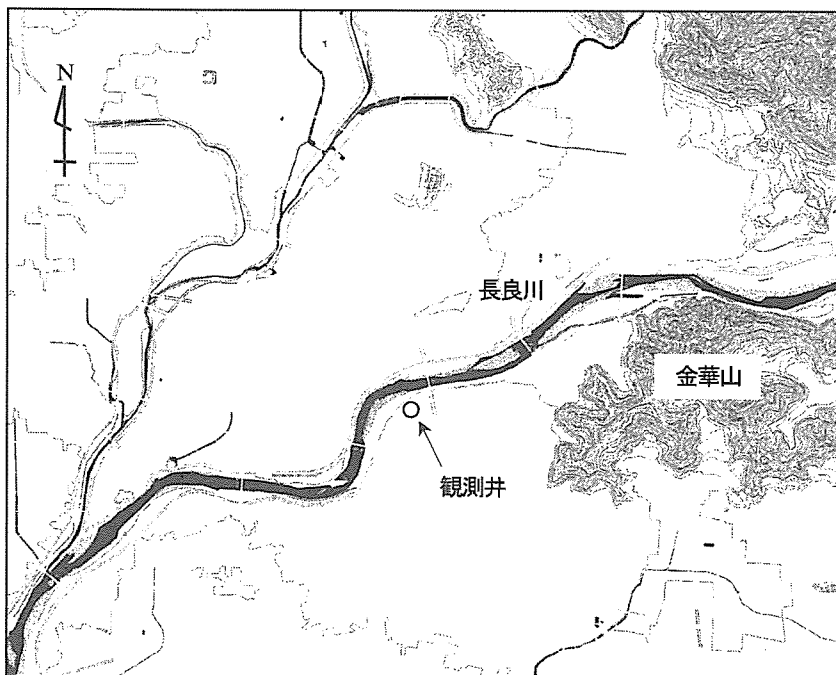


図-1 観測井の位置図

	(G.L.-m) (T.P.m)		流速・流向 測定位置 (T.P.m)
玉石混じり砂礫	2.2	12.2	
砂礫	5.3	9.1	
玉石混じり砂礫			6.7
			3.8
	12.0	2.4	
砂礫	14.7	-0.3	0.8
玉石混じり砂礫			-2.1
	17.5	-3.1	
			-5.1
砂礫			-8.0
	25.0	-10.6	

図-2 調査地点(観測井)での柱状図

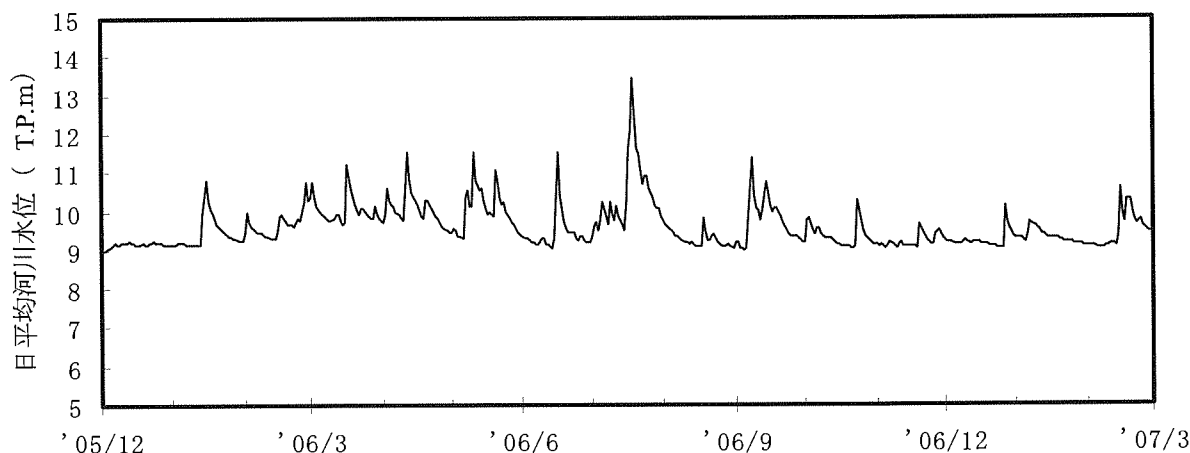


図-3 日平均河川水位の変化（長良川・忠節観測所）<sup>5)</sup>

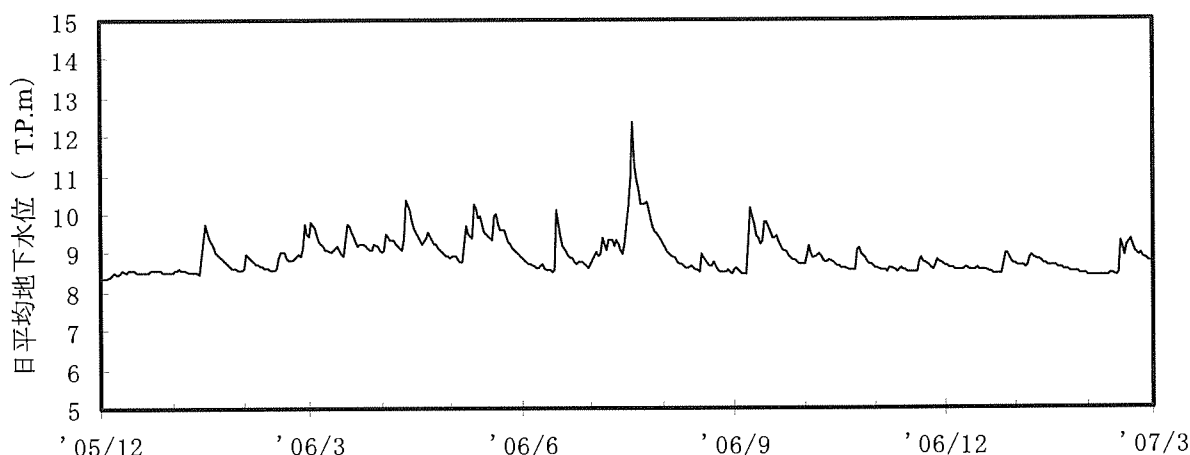


図-4 河川近傍における日平均地下水位の変化

と地下水温の観測を'05年12月から開始した。また、図-2に併記したように6つの深度（T.P.6.7m, 3.8m, 0.8m, -2.1m, -5.1m, -8.0m）について、熱量法による地下水流速・流向の測定を'06年11月～'07年2月の期間（1回/月の測定）に実施した。

### 2. 3 観測井近傍での河川水位

図-3は、長良川・忠節観測所<sup>5)</sup>での日平均河川水位（T.P.m）の変化を示したものである。'05年12月～'07年2月の期間ではT.P.9m～13mの範囲にあり、後述の図-4の地下水位に較べると1mほど高い位置にある。一方、降水量の多い夏頃に河川水位が上昇する頻度が高くなる。

## 3. 地下水位および水温の変動特性

### 3. 1 地下水位の変動

図-4は、'05年12月～'07年2月の期間での日平均地下水位（T.P.m）の変化を示したものである。図-3の河川水位の変化と対比すると、地下水位は河川水位の上昇・低下に伴い速やかに反応し、ほぼ同じ変動傾向にあることが認められる。即ち、地下水は河川によって涵養を受けていることが判断される。図-5は、日平均河川水位と日平均地下水位の関係を示したものであるが、図中に近似直線で表した関係のように、河川水位が1m上昇

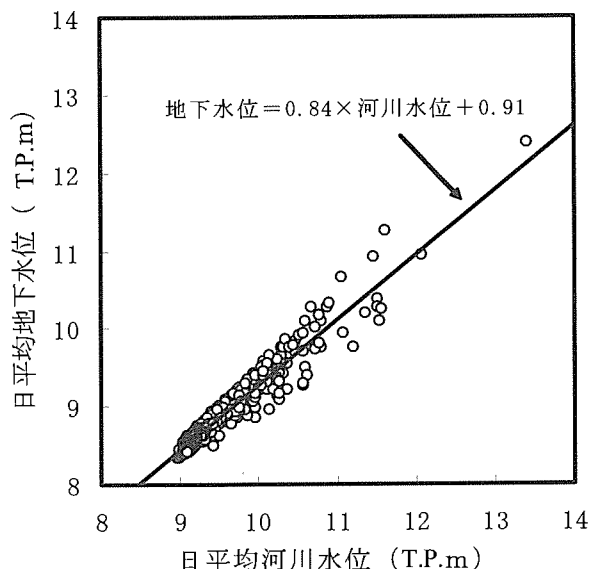


図-5 日平均河川水位と日平均地下水位

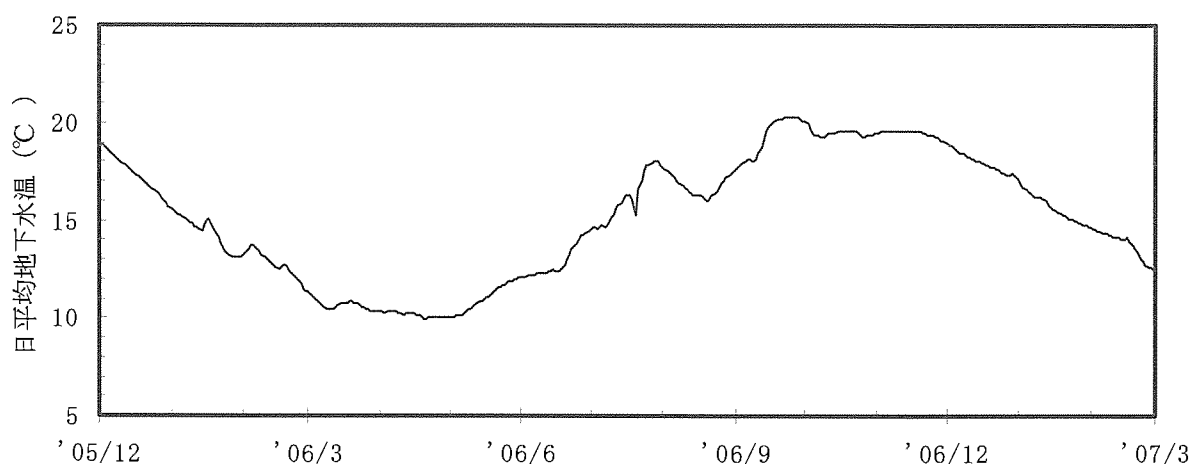


図-6 河川近傍における日平均地下水温度の変化

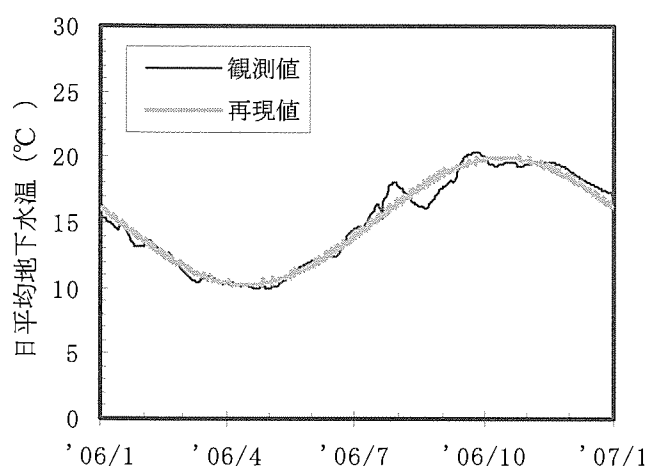


図-7 地下水温度の観測値と再現値

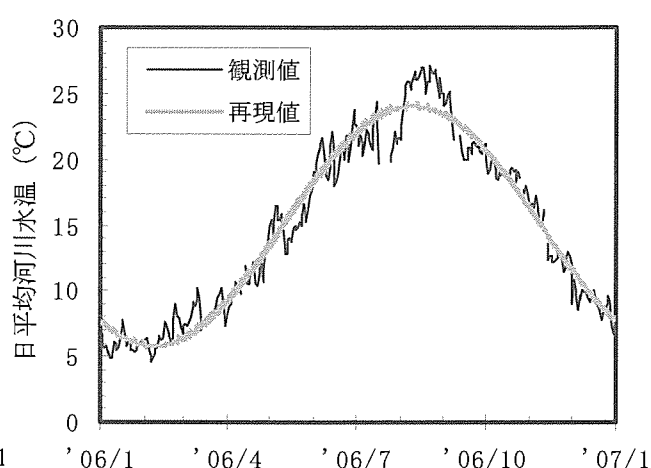


図-8 河川水温の観測値と再現値

したとき地下水位はおおよそ 0.8m 上昇する関係にある。

### 3. 2 地下水温度の変動

図-5 は、'05 年 12 月～'07 年 2 月の期間での日平均地下水温度 (°C) の変化を示したものである。この水温は、春頃に最低となり秋頃に最高となる傾向にあり、季節変動ともみられるある周期性によって変化する。内田ら<sup>6)</sup>は、地表面からの地中への熱伝導による影響で、気温や地表面温度の変化に較べると地中温度はそれから遅れるように変化することを示した。しかし、河川水の地下水への流入によって地下水温度が変化していることも考えられたため、河川水温と地下水温度の関連を以下に検討した。

図-5 によれば、地下水温度は年間で正弦波状に変化する傾向にあるため、その周期性は次式(1)によって表されると仮定する。

$$T = T_0 + T_1 \sin \left[ \frac{2\pi}{365} (t + \alpha) \right] \quad (1)$$

ここに、 $T$  (°C) は地下水温度、 $T_0$  (°C) は平均地下水温度、 $T_1$  (°C) は振幅、 $t$  (日) は日数、 $\alpha$  (日) は位相である。図-6 は、'06 年 1 月～12 月の 1 年間を対象に、式(1)の関係を観測値に対して近似して表したものであり、式(1)の  $T_0=15.1^{\circ}\text{C}$ 、 $T_1=4.8^{\circ}\text{C}$ 、 $\alpha=169.1$  日であった。一方、図-7 は、同期間の河川水温について、式(1)の地下水温度の場合での関係を河川水温の場合に置き換えた式を観測値に近似して示したものであり、 $T_0=14.9^{\circ}\text{C}$ 、 $T_1=9.1^{\circ}\text{C}$ 、 $\alpha=234.7$  日であった。地下水温度は、河川水温に較べると、平均水温はほぼ同じであるが、振幅が  $4^{\circ}\text{C}$  ほど小さくおよそ半分である。また、両者の位相差は 65 日であり、地下水温度は河川水温よりも 2 ヶ月ほど遅れて変化する傾向にある。即ち、観測地点では、近傍の河川からの涵養によって速やかに変化する地下水流と、河川

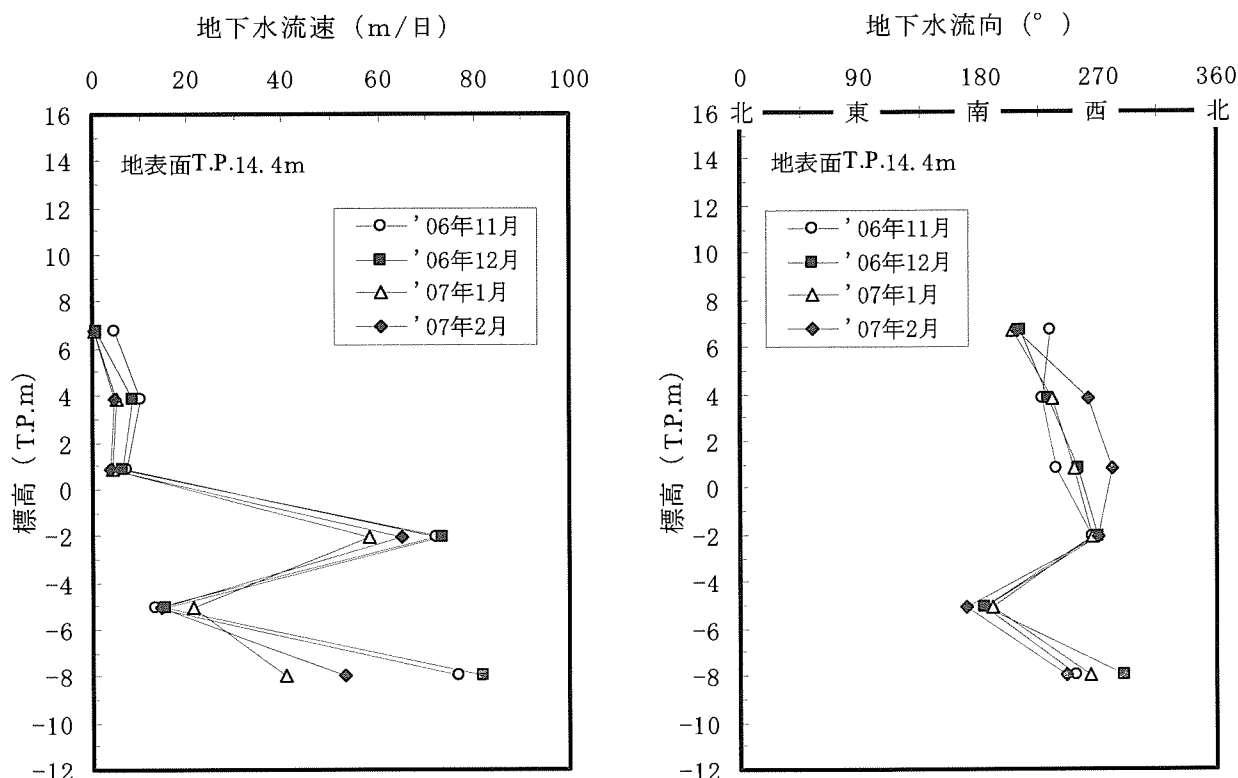


図-8 地下水流速・流向の深度分布

からの卓越した流れによって影響を受ける地下水流とが混在して生じているともみられる。

#### 4. 地下水流速・流向の特徴

図-8は、地下水流速 (m/日) とその流向 (北を0° とする) の深度方向での分布を示したものである。調査地点の地盤は透水性の高い砂礫層や玉石混じり砂礫層によって構成されているが、地下水流速は0.5~80m/日の範囲で分布し、2つの深度地点で速い水流が生じていることが判明した。一方、地下水流向は南から西の範囲にあり、地下水流速が大きい深度で地点では西方に向かう流れが認められる。即ち、浅い地下水は近傍河川から南~南西方向に流入するように影響を受けて流動し、それよりも下部の地下水は河川に沿うように西方に流れが卓越していると想像される。

#### 5. あとがき

本報告では、濃尾平野北部に位置する長良川扇状地を対象に、河川近傍における地下水の挙動を調査した結果、地下水位は河川水位の変動によって速やかに反応することが確認された。また、地下水流速は透水性の高い砂礫地盤内において異なることが得られ、卓越した水流が存在することが認められたことなどを示した。

#### 参考文献

- 1) 丸山 響：黒部川扇状地における地下水涵養源としての河川水の役割，日本水文科学会誌，Vol. 36，No. 1，pp. 23-36，2006。
- 2) 佐々木崇二：扇状地河川の伏没量について，ハイドロロジー，No. 6，pp. 35-38，1974。
- 3) 伏没涵養河川周辺における自由地下水の性状，水温の研究，Vol. 24，No. 4，pp. 2-6，1980。
- 4) 小西泰次郎，岸 和男：河川表流水と地下水との関係 ― 神奈川県酒匂川を例として ―，地下水と井戸とポンプ，Vol. 31，No. 8，pp. 1-10，1989。
- 5) 国土交通省・水文水質データベース (URL : <http://www1.river.go.jp/>)
- 6) 内田洋平，佐倉保夫：濃尾平野における地下温度プロファイル，地質調査所月報，Vol. 50，No. 10，pp. 635-659，1999。

# 美園立坑工事における掘削地盤の浸透破壊対策工 —高地下水地域の地下構造物施工—

神戸大学大学院農学研究科 田中 勉  
京都府丹後広域振興局 坂井田貴士  
農林水産省農村振興局 横山 豊彰

概要：美園立坑工事は、2003 年開催の第 3 回世界水フォーラムにおいて紹介された高地下水対策の施工例である。ここでは、美園立坑工事における掘削地盤の浸透破壊に対する安定性と対策工について考察を行った。浸透流解析及び浸透破壊に対する安定解析を行い、地盤の浸透破壊安定性及び対策工について次の結論を得た。(1) 浸透流は立坑付近に集中し立坑内掘削地盤において鉛直上昇一次的になっていた。(2) 対策工が何も施されなかったとした場合、地盤は限界を越え破壊したものと考えられる。(3) 実際には、立坑壁下端部付近に厚さ 3m の薬液注入がなされたことにより安全率が向上し安全に施工できたと考えられる。(4) 薬液注入部の透水係数が基礎地盤の透水係数よりも 2 桁小さければ、地盤の浸透破壊安定性に対して十分な効果が得られる。(5) 地盤の透水係数とグラウトの透水係数がそれぞれ  $k=1.165 \times 10^{-4} \text{m/s}$ ,  $1.0 \times 10^{-7} \text{m/s}$  であるとする、地盤の浸透破壊に対する安全率は、グラウトの厚さが 0.623m のときに最大値をとる。またこの結果は、「一次元上昇浸透流のある層状堆積地盤の浸透破壊理論（最適フィルターの設計理論）」によるものとはほぼ符号している。(6) 安全率の値は立坑壁の内寸や根入れ深さ、薬液注入部の厚さによって変化するため、現場の状況に応じて改良後の透水係数の目標値を設定することが重要である。(7) グラウトは矢板下部に水平に注入するよりも、地中連続壁を延伸するように鉛直方向に注入する方が浸透破壊安定性の増加に対して効果的である。(8) 本立坑は、薬液注入がない場合、現在の根入れ深さ 22.2m をさらに 16.5m 増加することにより対策工なしに安全に施工できたと考えられる。(9) 掘削工事の成功事例において地盤の浸透破壊に対する安定性が施工中にどのようになっていたかを正確に把握することは、今後、同様の地盤の浸透破壊に対する安定設計を行うときに有用となる。

キーワード：立坑、地中連続壁、掘削地盤、浸透破壊、安全率、グラウト

## 1. 美園立坑の概要

地盤沈下対策として地下水の揚水規制が行われるようになって以来、大阪府下においては地下水位の上昇が著しく、逆に、揚圧力による構造物の浮き上がり、掘削工事における浸透破壊、地震時における地盤の液状化の可能性の増大など、地下水位上昇に伴い種々の問題が起こるようになってきた。掘削工事、特に、大深度地下掘削における浸透破壊は早急に解決すべき重要な課題であるといえる。美園立坑工事は、2003 年開催の第 3 回世界水フォーラムにおいて“Groundwater Problems in Osaka”<sup>1)</sup>の中で高地下水対策の施工例として紹介された。美園立坑とは大阪府八尾市美園町にある地下河川へ雨水を安全に流入させるための立坑であり、寝屋川南部地域において約 13km にわたる地下河川計画のひとつである。寝屋川流域は市街化が進みその約 80%が低い平地であることから、水害を受けやすい自然条件となっている。雨水が急速かつ大量に河川に流れ込むようになり、大雨時には浸水被害を引き起こしている。大量の雨水を安全かつ迅速に排出するために、道路等の地下空間を有効利用する地下河川が考えられた。また、地下河川は全体が完成しなくても、完成した区間から順次、大雨時の一時貯留施設として利用されている。このため、早期に治水安全度の向上を図ることができるという長所があるといえる。現在、すでに一部が「調節池」として機能を発揮している。

ここでは、美園立坑工事における掘削地盤の浸透流の状況及び浸透破壊に対する安定性について解析を行う。そして、地下水位の高い地点における美園立坑の大深度掘削において、地盤が浸透破壊に対してどのような状態になっていたのかを正確に把握し、浸透破壊を起こさないために採られた対応策及び対策工について考察を行う。

## 2. 美園立坑の形状と施工方法<sup>2)</sup>

図-1 に美園立坑の掘削時における平面図及び断面図を示す。掘削断面形状は外寸 13.30m×13.30m 及び内寸



10.50m×10.50m の矩形、壁厚は 1.40m、掘削底面は G.L.-31.80m、立坑壁の下端は G.L.-54.00m、壁の掘削側根入れ深さ  $D$  は 22.2m である。地下水位は G.L.-1.65m であり、水頭差は  $H = -1.65 - (-31.80) = 30.15\text{m}$  である。また、本立坑壁は鋼材を入れた鋼製地中連続壁工法により施工された。

### 3. 地盤のモデル化

#### 3.1 地盤構成

ボーリング調査の結果によると地盤は砂混じりシルト、シルト混じり砂、砂、及び、シルト層からなっている。これらの層の連続性は明らかにされていない。したがって、ここでは、地盤は砂とシルトの互層(一層)からなっているとみなし、透水係数  $k$  は現場透水試験の結果から  $k = 1.165 \times 10^{-4} \text{ m/s}$  とした。

#### 3.2 境界条件

地盤は半無限状態であると考え、左右側面境界は、それを設けることによって影響が出ないように掘削断面の中央から両側へそれぞれ掘削幅  $2B (=10.5\text{m})$  の約 30 倍(316.5m)をとった。地盤内地下水位は、最も危険な場合を想定し計測結果から G.L.-1.65m の一定水位及び定常状態にあると考えた。そして、左右側面境界は地下水面高(G.L.-1.65m)と等しい静水圧条件とした。

ボーリング調査(最深点 G.L.-90m)からは不透水性地盤が確認できない。この場合、計算流量の精度の点から、現地下水位から掘削幅と等しい値の深度に仮想不透水性境界を設ければよいと報告されている<sup>3)</sup>。ここでは、これらを考慮の上さらに正確を期すため、現地下水位から掘削幅  $2B$  の約 11.3 倍(118.35m)に等しい値の深度に仮想不透水性境界を設けた。

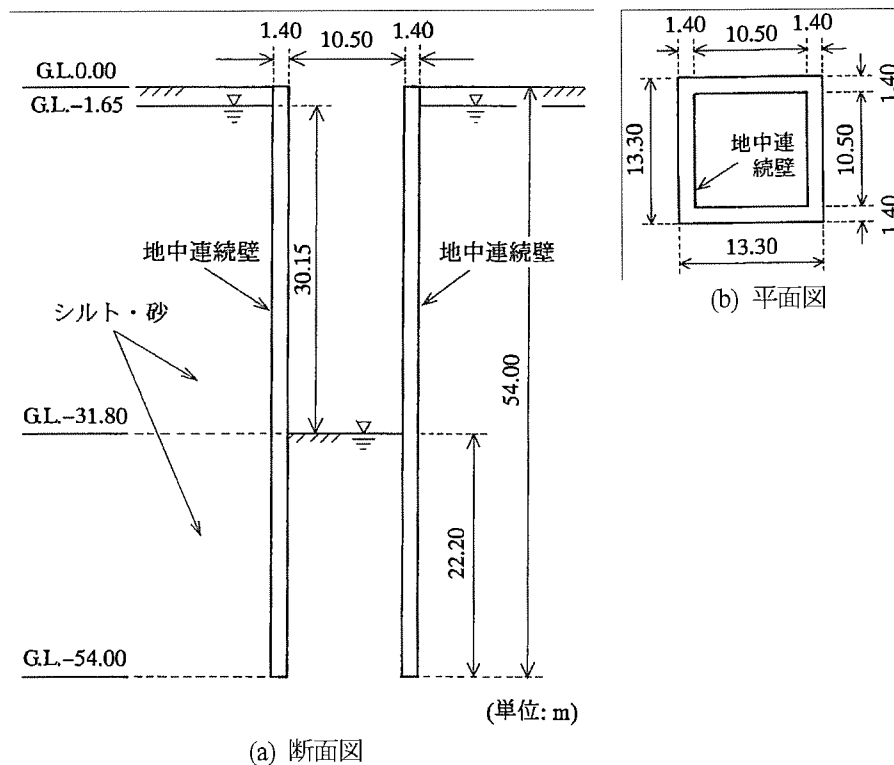


図-1 美園立坑の掘削時における断面図と平面図

掘削面積が小さい場合、浸透流は本来的には三次元的な流れとなる。三次元的な流れは、軸対称浸透流と仮定することができるといわれている<sup>4)</sup>。ここでは、二次元及び軸対称地盤と仮定した場合について解析を行った。軸対称条件に関しては、立坑に内接する円形の掘削地盤を考えた。図-2 に半断面における有限要素分割図を示す。有限要素分割は、半断面で総節点数 12,512、総要素数 12,514 となっており、浸透流が集中する立坑近傍ほど細かく

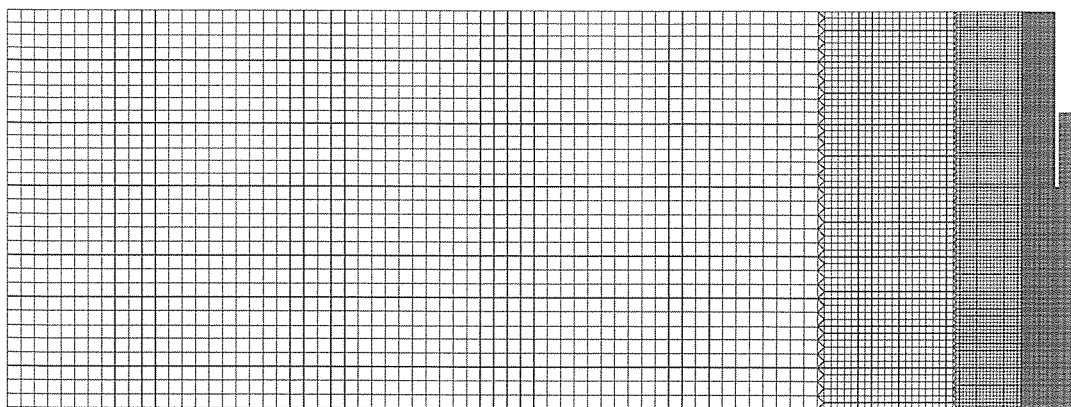


図-2 有限要素分割図

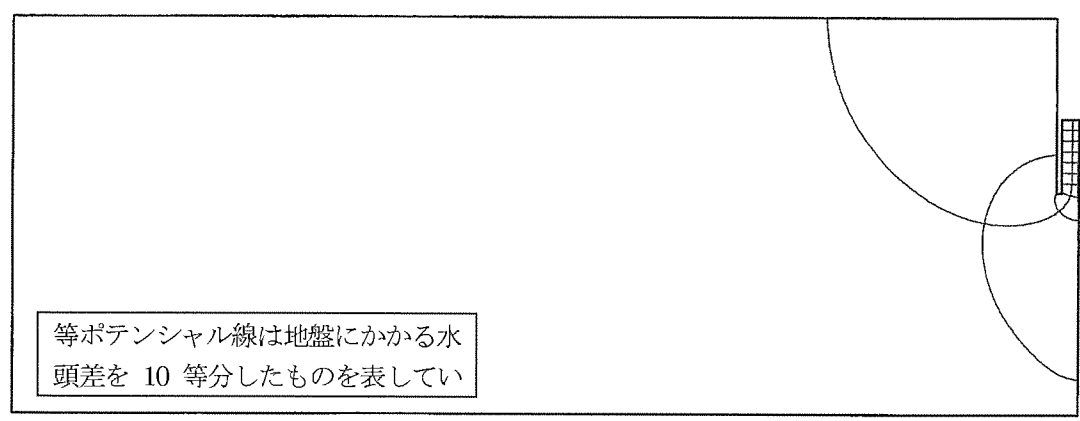


図-3 流線網 (二次元地盤と仮定した場合)

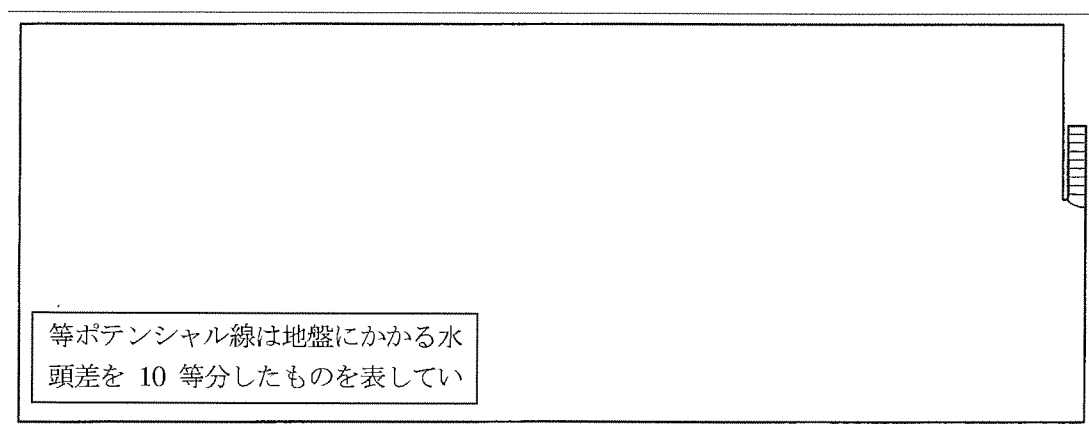


図-4 等ポテンシャル線分布 (軸対称地盤と仮定した場合)

なっている。図-2 に示すように、要素は主に正方形からなっており、その大きさは外側から内側へ 4.0×4.0, 2.0×2.0, 1.0×1.0, 0.5×0.5m と順次小さくなっている。

#### 4. 解析結果

##### 4.1 浸透流況

図-3, 4 に、それぞれ、二次元地盤と仮定した場合の流線網、軸対称地盤と仮定した場合の等ポテンシャル線

分布を示す。流線網(図-3)及び等ポテンシャル線分布(図-4)から、浸透流は立坑内の掘削地盤へ集中しており、地盤内の浸透流は鉛直一次元上昇流の状態となっている様子がうかがわれる。また、二次元地盤と仮定したときよりも軸対称地盤と仮定したときの方が立坑内掘削地盤への浸透流の集中の度合いが大きいことがわかる。立坑内掘削地盤での水頭損失は、二次元地盤の場合全体の 69.1%, 軸対称地盤の場合全体の 85.8% となっている。

#### 4.2 浸透破壊に対する掘削地盤の安定性

浸透破壊に対する安定解析法には種々の方法があるが、ここでは Prismatic failure の考え方<sup>5)</sup>を用いて解析を行う。

Prismatic failure の考え方では、矢板に接する任意の深さのプリズムを考えそのプリズムの力の釣合いについて考える。摩擦を考慮する場合と考慮しない場合がある。矢板の前後にかかる水頭差を徐々に増加させていったときに、考慮するすべてのプリズムについて上昇破壊に対する安全率  $F_s$  を計算し、その最小値  $F_{s\min}$  が、ちょうど 1.0 になったときのプリズムを限界プリズムと呼ぶ。そのときの水頭差を限界水頭差と呼ぶ。

そして、水頭差が限界水頭差に達したとき、限界プリズムがまず最初に上昇し地盤が破壊するものとする。限界プリズムは、摩擦を考慮しない場合幅のないプリズムとなるが、摩擦を考慮した場合ある幅をもってくる。ここでは、摩擦を考慮した場合について考える。また、側方土圧としては静止土圧を考え、静止土圧係数  $K_0$  としては、ヤークーの式から  $K_0=1-\sin\phi=0.5$  を用いた。ここに、 $\phi(=30^\circ)$  は地盤材料の内部摩擦角である。

Prismatic failure の考え方による立坑内掘削地盤の浸透破壊に対する限界水頭差  $H_{PF}$  は、二次元地盤と仮定した場合  $H_{PF}=31.67\text{m}$ 、軸対称地盤と仮定した場合  $H_{PF}=25.60\text{m}$  となる。地盤にかかる水頭差は 30.15m であるので、浸透破壊に対する安全率  $F_s$  は、それぞれ、 $F_s=1.050$ (二次元地盤と仮定)、 $F_s=0.849$ (軸対称地盤と仮定)となる。

掘削地盤は、二次元地盤と仮定した場合限界に近い状態にあり、軸対称地盤と仮定した場合すでに限界状態を越えた状態にあるという結果となる。軸対称地盤と仮定した場合の方が実際の条件に近いと考えられること、及び、本例は成功事例の一つであることから、解析結果は妥当であるとはいえない。また、三次元的な集中流のある場合には、二次元流と仮定することは不合理であり、この仮定の下に設計することは危険であるといえる。

実際には、掘削に先立って図-5に示すように立坑壁下端部付近に厚さ 3m の薬液注入がなされていたことがわかった<sup>2)</sup>。立坑壁下端部付近に厚さ 3m の薬液注入を行った場合について、同様にして軸対称地盤と仮定して解析を行うと、限界水頭差  $H_{PF}=36.02\text{m}$ 、安全率  $F_s=1.195$  となり、浸透破壊に対して安全となる。本解析において薬液注入部の透水係数は  $k_g=1.0\times 10^{-7}\text{m/s}$  とした。このようにして、掘削地盤は立坑壁下端部付近における厚さ 3m の地盤改良によって浸透破壊が起こらなかったものと考えられる。

また、地中連続壁下端水平面(GL.-54.00m)における水頭(平均値)は -1.684m となり、連続壁内の地盤で 99.9% の水頭損失が起こっていることがわかる。すなわち、地中連続壁内地盤の下部に水平に薬液注入を行った場合、地盤にかかる水頭差のほぼすべてが、連続壁内地盤において消費されていることがわかる。

#### 5. グラウトの透水係数及び厚さに関する考察

本事例において、薬液注入がなされていない場合、浸透破壊に対する安全率  $F_s$  は 1.0 を切っており、地盤が限界状態を超えていた可能性がある。したがって、薬液注入による地盤改良は効果的であったといえる。ここでは、グ

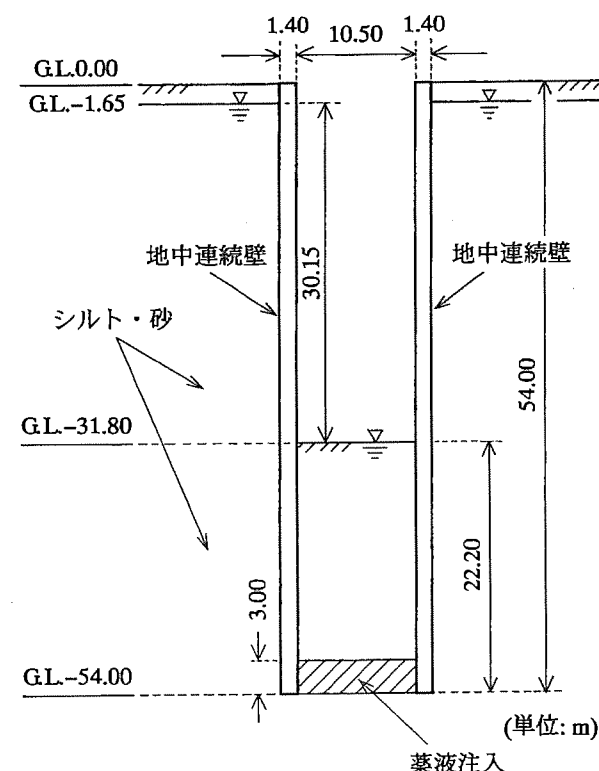


図-5 薬液注入

ラウトの透水係数及び厚さが地盤の浸透破壊安定性に及ぼす影響について考察する。

### 5.1 グラウトの透水係数の効果

グラウトの透水係数  $k_g$  が、浸透破壊に対する安全率  $F_s$  に与える効果について考察し、安全性を効率的に向上するために必要な、グラウトの透水係数について考察する。グラウトの打込み厚さは実際に打ち込まれた厚さ 3.0m とし、グラウトの透水係数  $k_g$  と地盤の透水係数  $k$  との比  $k_g/k$  が 0.001, 0.002, ..., 0.01, 0.02, ..., 0.1, 0.2, ..., 1.0 の 16 ケースについて解析を行った。グラウトの透水係数  $k_g$  と地盤の係数  $k$  の比  $k_g/k$  と  $F_s$  の関係を図-6 に示す。図-6 では、横軸  $k_g/k$  を対数にとっている。図-6 から、浸透破壊に対する安全率  $F_s$  は  $k_g/k$  が小さくなるにつれて増加するが、 $k_g/k$  が 0.2 から 0.04 に変化するときの  $F_s$  の増加割合が大きいことがわかる。また  $k_g/k$  が 0.01 以下になると  $F_s = 1.2$  となり  $k_g/k$  の減少による  $F_s$  の増加割合は小さくなっている。本事例においては、グラウトの透水係数  $k_g$  は、地盤の透水係数  $k$  よりも 2 桁小さければ十分な効果が得られるといえる。

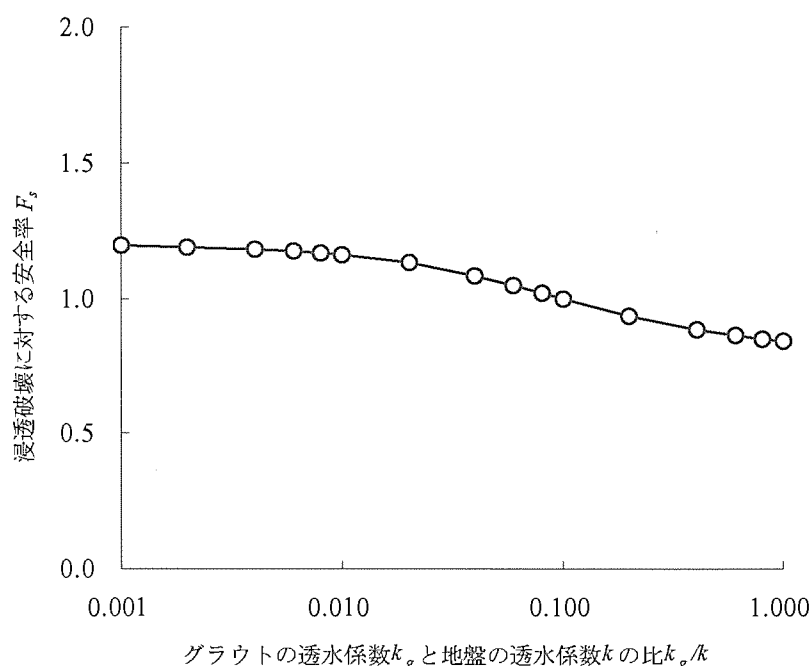


図-6 グラウトの透水係数  $k_g$  と地盤の係数  $k$  の比  $k_g/k$  と浸透破壊安全率  $F_s$  の関係

### 5.2 グラウトの厚さの効果

グラウトの打込み厚さ  $h_g$  が、浸透破壊に対する安全率  $F_s$  に与える効果について考察し、安全性を効率的に向上するために必要な、グラウトの打込み厚さについて考察する。グラウトの透水係数は実際に打ち込まれたグラウトの透水係数  $k_g = 1.0 \times 10^{-7}$  m/s について考える。グラウトの厚さ  $h_g$  は実際には 3.0m であるが、ここでは、 $h_g = 0.4, 0.5, \dots, 0.8, 1.0, 2.0, 3.0, 5.0$  m の 9 ケースについて解析を行った。グラウトの打込み厚さ  $h_g$  と  $F_s$  の関係を図-7 に示す。図-7 から、浸透破壊に対する安全率  $F_s$  は、 $h_g$  が 0.0 から大きくなるにつれて増加し、 $h_g$  が 0.6~0.7 の間で最大となり、0.7 より大きくなると減少してゆくことがわかる。 $h_g = 0.6 \sim 0.7$  についての詳細な解析から、グラウトの透水係数  $k_g$  を  $k_g = 1.0 \times 10^{-7}$  m/s とすると、浸透破壊に対する安全率  $F_s$  は、 $h_g$  が 0.623m のときに最大値となることがわかった。

さて、ここで矢板内部の流れを一次元上昇浸透流と考える。「一次元上昇浸透流のある層状堆積地盤の浸透破壊理論（最適フィルターの設計理論）」から、最も安定性の高い透水係数分布は、残留有効応力分布の面積  $S_{res}$  をパラメータにとって判定すると、次のような関係式が成り立つ二層系であることが結論づけられている<sup>10)</sup>。

$$l_r^* = \sqrt{k_r} \quad (1)$$

ここに、

$$l_r^* = \frac{l_2}{l_1}, \quad k_r = \frac{k_u}{k_l}$$

であり、 $l_r^*$ は地盤の安定性が最大となる時の二層地盤の上下層の層厚比、 $l_2, l_1$ はそれぞれ上下層の層厚、 $k_r$ は上下層の透水係数比、 $k_u, k_l$ はそれぞれ上下層の透水係数である。

この関係式 ((1)式)をここで考えた問題に適用すると、 $k_u=1.165 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ 、 $k_l=1.0 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ 、 $D=22.2 \text{ m}$  であるので、

$$l_r^* \left( = \frac{D - h_g}{h_g} \right) = \sqrt{\frac{k_u}{k_l}} = 34.132 \quad (2)$$

となる。したがって  $h_g=0.632 \text{ m}$  が「一次元上昇浸透流のある層状堆積地盤の浸透破壊理論 (最適フィルターの設計理論)」による最適なグラウト打込み厚さとなる。先の解析結果では  $h_g=0.623 \text{ m}$  で安全率が最大となることから、ほぼ等しい結論が得られたことがわかる。

## 6. 根入れ深さの増加と浸透破壊に対する安全率増加の関係

ここでは地中連続壁の根入れ深さ  $D$  を順次増加させていったときに浸透破壊に対する安全率  $F_s$  がどのように変化するかについて考察を行う。そして、地盤改良を行わずに安全に施工するためにはどれほどの根入れ深さが必要であるかについて考察する。

立坑内掘削地盤の浸透破壊に対する安全率  $F_s$  は地中連続壁の根入れ深さ  $D$  の大きさによって決まる。ここでは、根入れ深さ  $D$  を変えて解析を行い、浸透破壊に対して安全に施工するためには根入れ深さ  $D$  がどれほどでなければならないかについて考察する。ここでは、Prismatic failure の考え方と道路協会の方法<sup>9)</sup>を用いて浸透破壊に対する安全率を評価する。Prismatic failure の考え方では、軸対称条件すなわち立坑に内接する円形の掘削地盤を考えた。道路協会の方法では掘削形状を矩形形状 (三次元地盤) 及び円形状 (軸対称地盤) と考えた場合の計算を行った。

道路協会の方法 (1999 年版) では、ボーリングに対する安定解析法として Terzaghi の考え方<sup>7)</sup>が採用されている。浸透破壊に対する安全率  $F_s$  は、「根入れ深さ  $D$  の 1/2 に相当する崩壊土塊の有効重量  $W'$ 」と「過剰間隙水圧  $U_e$ 」の比として定義される。過剰間隙水圧に関しては、台形分布を仮定し複素関数論と線形近似によって与えられる。図-8 に示すような単列矢板の二次元掘削地盤について考えた場合、掘削地盤の浸透破壊に対する安全率は、

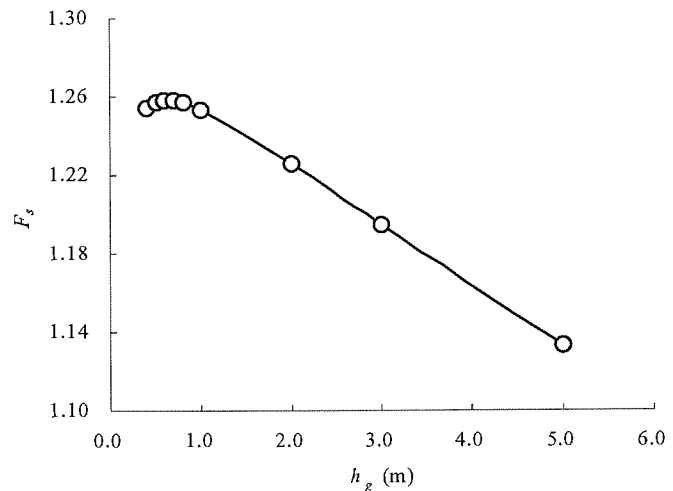


図-7 グラウトの打込み厚さ  $h_g$  と  $F_s$  の関係

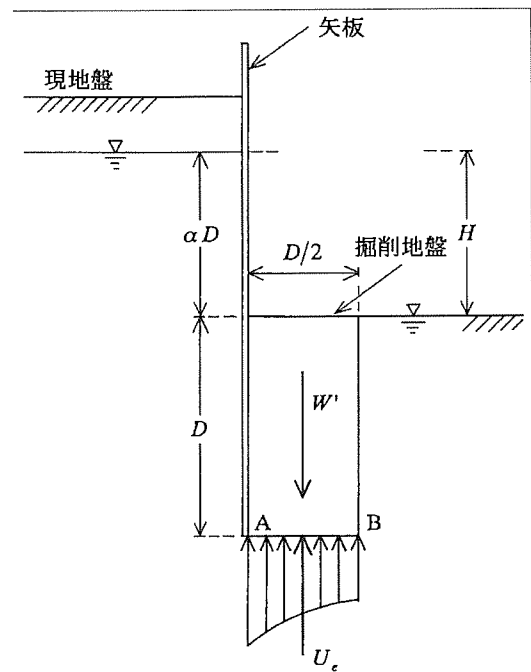


図-8 道路協会の方法 (Terzaghi の考え方)

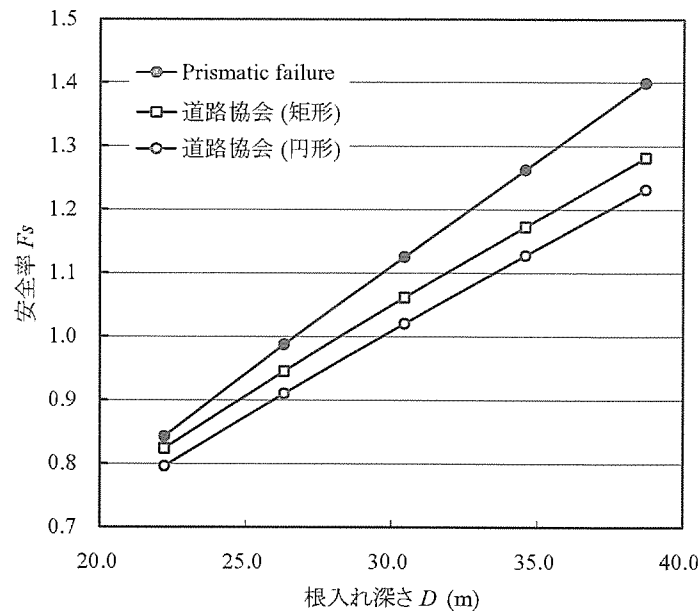


図-9 Prismatic failure の考え方 (軸対称地盤と仮定)と道路協会の方法による安全率  $F_s$

$$F_s = \frac{W'}{U_e} = \frac{\gamma' D}{\frac{1.57 \gamma_w H}{4}} = 1.27 \frac{\gamma'}{\gamma_w} \frac{2D}{H} \quad (1)$$

となる。本事例のように掘削面積が小さい場合には、浸透破壊に対する安全率  $F_s$  は、「根入れ深さ  $D$  の 1/2 に相当する破壊土塊の有効重量  $W'$ 」と「土留めの形状に関する補正係数  $\lambda$  を考慮した過剰間隙水圧  $U_e$ 」の比として計算される。ここで、 $\lambda$  の算定式は参考文献 6 に与えられている。

根入れ深さの増加に伴う浸透破壊に対する安全率  $F_s$  の変化を示すと図-9 となる。根入れ深さ  $D$  としては、実際の断面も含めて  $D=22.2, 26.325, 30.45, 34.575, 38.7\text{m}$  の 5 種類の場合について考えた。図-9 には、Prismatic failure の考え方及び道路協会の方法による計算結果を示す。Prismatic failure の考え方では、軸対称地盤と仮定した場合について示す。道路協会の方法では、掘削形状を矩形形状及び円形形状と考えた場合について結果を示す。図-9 から、いずれの場合にも、根入れ深さ  $D$  を増加させると安全率  $F_s$  がほぼ直線的に増加することがわかる。道路協会の方法において、安全率は掘削形状を円形形状と考えた場合には矩形形状と考えた場合よりも少し小さく算定されるがほぼ等しいといえる。また、道路協会の方法によると Prismatic failure の考え方よりも安全率が小さく算定されることがわかる。

道路協会の方法<sup>9)</sup>によると、安全率  $F_s$  は  $F_s \geq 1.2$  であればよいとされている。このとき、根入れ深さ  $D$  はおよそ  $D \geq 38.7\text{m}$  であればよいことになる。また、この条件は、Prismatic failure の考え方によると  $F_s \geq 1.400$  となる。本立坑を地盤改良などの浸透破壊防止工なしに安全に施工するためには、根入れ深さ  $D$  を  $38.7\text{m}$  程度にする必要があることがわかる。

グラウトの透水係数を地盤の透水係数の 1/100 以下とした場合、グラウト壁を矢板下端から連続して鉛直方向に下方に注入することは、矢板を延伸することと、同様の効果が得られることがわかっている<sup>8)</sup>。したがって、この結果をふまえ図-6 と、図-7, 9 から総合的に判断すると、グラウトは矢板下部に水平に注入するよりも、矢板を延伸するように鉛直方向に注入の方が浸透破壊安定性の増加に対して効果的である。

## 6. まとめ

美園立坑工事における掘削地盤の浸透破壊に対する安定性について考察を行った。施工段階で考えられる最も危険な状態である一定水位及び定常状態について FEM 浸透流解析及び浸透破壊に対する安定解析を行った。そ

して、立坑内の掘削地盤は浸透破壊に対して限界に近い状態、あるいは、すでに限界を越えた状態にあるという結論を得た。この解析結果は、本例が成功事例であることから妥当ではないと考えられた。実際には、立坑壁下端部付近に厚さ 3m の薬液注入が行われていたことから、これが地盤の安定性を向上させたと考えられる。結論をまとめると次のようになる。

(1) 浸透流は立坑付近に集中し立坑内掘削地盤において鉛直上昇一次的になっている。

(2) 対策工が何も施されなかったとした場合、 $F_s=0.849$  (軸対称地盤と仮定)となり、地盤は限界を越え破壊したものと考えられる。

(3) 実際には、立坑壁下端部付近に厚さ 3m の薬液注入がなされたことにより安全率が向上し、 $F_s=1.195$  (軸対称地盤と仮定)となり、安全に施工できたと考えられる。

次に、立坑壁下部における薬液注入について、グラウトの透水係数及び厚さが、浸透流特性及び浸透破壊特性に及ぼす影響について考察を行い、次の結論を得た。

(4) 薬液注入部の透水係数が基礎地盤の透水係数よりも 2 桁小さければ、地盤の浸透破壊安定性に対して十分な効果が得られる。

(5) 地盤の透水係数とグラウトの透水係数がそれぞれ  $k=1.165 \times 10^{-4}$  m/s,  $k_g=1.0 \times 10^{-7}$  m/s であるとする、浸透破壊に対する安全率  $F_s$  は、 $h_g$  が 0.623m のときに最大値をとる。またこの結果は、「一次元上昇浸透流のある層状堆積地盤の浸透破壊理論 (最適フィルターの設計理論)」によるものとほぼ符号している。

(6) 安全率の値は立坑壁の内寸や根入れ深さ、薬液注入部の厚さによって変化するため、現場の状況に応じて改良後の透水係数の目標値を設定することが重要である。

(7) グラウトは矢板下部に水平に注入するよりも、矢板を延伸するように鉛直方向に注入の方が浸透破壊安定性の増加に対して効果的である。水平注入では、 $F_s$  が増加するものの  $W$  は増加せず  $U_g$  が増加するため効果が小さい。

ここでは、さらに、薬液注入などの地盤改良を行わずに、浸透破壊に対して安全に施工するためには、立坑壁の根入れ深さ  $D$  をどれほどにすればよいかについて考察を行った。結論をまとめると次のようになる。

(8) 本事例において、地盤改良などの対策工なしに安全に施工するためには、地中連続壁の根入れ深さ  $D$  を現状の  $D=22.2$ m よりさらに 16.5m 増加させて  $D=38.7$ m 以上にすることが必要である。

(9) 掘削工事の成功事例において地盤の浸透破壊に対する安定性が施工中にどのようになっていたかを正確に把握することは、今後、同様の地盤の浸透破壊に対する安定設計を行うときに有用となる。

## 謝辞

大阪府土木部河川室から土質調査結果等の提供を受けた。また、資料提供に当たっては大阪府土木部河川室ダム砂防課の戸上拓也氏に大変お世話になった。ここに期して謝意を表する次第である。

## 参考文献

- 1) Togami, T.: Groundwater problems in Osaka, Proceedings of the Special Presentations on Groundwater Problems of the Urban Areas Developed on Asian Lowland—Circumstances in Shanghai, Taipei, Bangkok, Tokyo, Nagoya and Osaka—, *The 3rd World Water Forum, Research Committee for Groundwater and Geo-environment Research Subcommittee for Cultivation of Groundwater*, pp.31-36, March 18, 2003 Osaka, Japan..
- 2) 戸上拓也氏との私信: 2003.10.15., 2004.01.09.
- 3) 山村和也, 鈴木音彦: 現場監督者のための土木施工 5「土と水の諸問題」, 鹿島出版会, pp.109-116, 1977.
- 4) 三浦均也, 今福 守, 古川美典, 高治一彦: 橋梁下部仮締め切り工のボーリングに対する安定性解析, 第27回土質工学研究発表会講演論文集, pp.2005~2008, 1992.
- 5) 田中 勉: 上昇浸透流を受ける矢板背後地盤の浸透破壊, 一Prismatic failure の概念と解析結果一, 農業土木学会論文集, 第 186 号, pp.77-87, 1996.
- 6) 日本道路協会編: 道路土工 一仮設構造物工指針, 日本道路協会, pp.78~82, 1999.
- 7) Terzaghi, K.: *Theoretical Soil Mechanics*, Wiley, New York, pp.130-133, 1948.
- 8) Tsutomu Tanaka and Toyoaki Yokoyama: Effects of jet grouting under sheet piles on seepage failure stability of soil, *Proceedings of the 5th International Symposium on Geotechnical Aspects of Underground Construction in Soft Ground (IS-Amsterdam 2005)*, pp.923-929, June 15-17, 2005.

## 大阪でのヒートアイランド軽減に及ぼす地中熱の影響

福井大学工学部 福原輝幸

ヒートアイランドで代表される大都市における熱環境の悪化は、気温上昇、それに伴う建物からの輻射、冷房用エアコンからの排熱などの相乗効果に起因する。ヒートアイランド抑制のために多量のCO<sub>2</sub>が排出され、また環境が悪化することは避けなければならない。その基本は、自然エネルギー活用および冷房負荷の軽減にある。

ここでは、自然エネルギー活用、特に地中熱によるヒートアイランド軽減の可能性を示す。

### 1. 熱交換埋設パイプ舗装による路面クーリング

ここで紹介する地中熱を用いた熱交換埋設パイプ舗装による路面クーリングシステム (Road Cooling System using Heat Exchange Pipe, HEP-RC システム) は、地中熱を採集する採熱部とそれを放出する熱交換パイプを有する舗装で構成される。

本章では採熱部の方式に関する詳述は行なわないが、地中熱 HEP-RC システムの 1 例を挙げて路面クーリングの効果を紹介する。

地中熱 HEP-RC システムの特徴として、以下の3つが挙げられる。

#### (1) 夏冷たく、冬暖かい地中熱の通年利用

地中熱は、夏には気温より低いために冷熱源として、冬には逆に温熱源として年中利用できる。

#### (2) 無散水「打ち水効果」による節水と路面クーリング

打水の場合、緑化には大量の水が必要となる。例えば、東京都の緑化可能屋上面積は、29,610,000 (m<sup>2</sup>)である。これに必要な灌水量は凡そ 184,000 (m<sup>3</sup>/day)であり、55 万人分の生活用水量に相当する。

#### (3) 水質への配慮

屋上緑化では人工土壌が使用され、排水はリンや硝酸等の有害物質を含む。リン濃度などが高い場合、水質基準を満たすような水質浄化装置が必要となる。

### 2. 路面クーリング効果の実例

路面クーリング効果の実例として、掘削杭熱交換システム (Bore-hole Heat Exchange System, BHES) による杭福井大学構内の路面クーリング効果を紹介する。



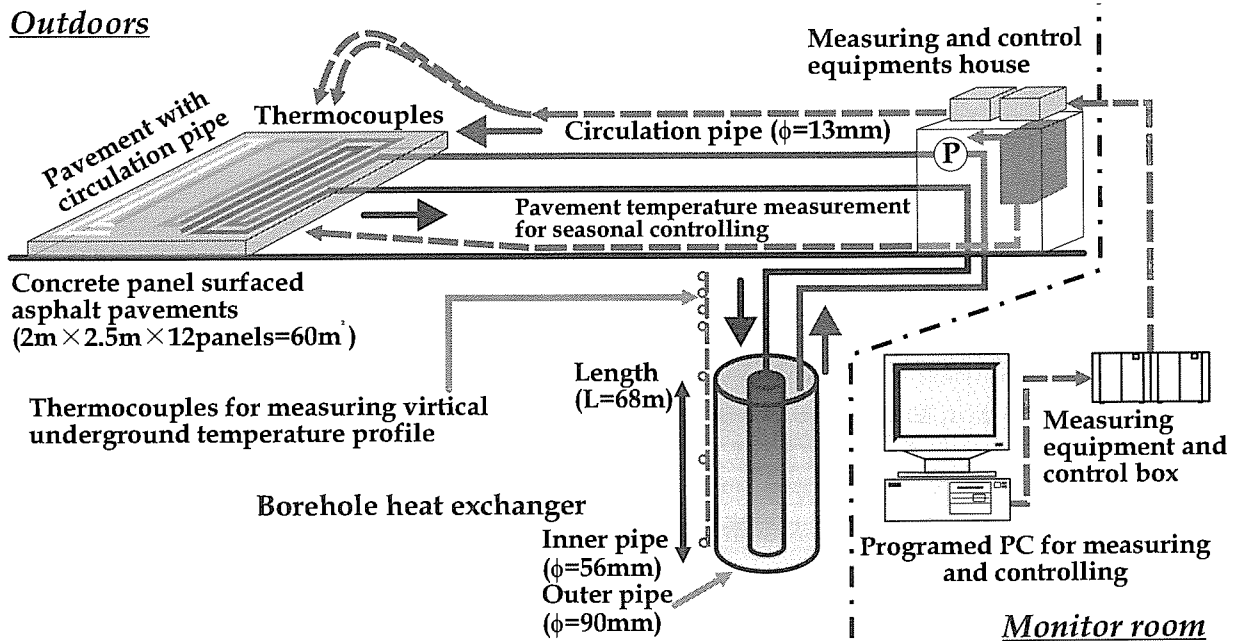


Fig. 1 掘削杭熱交換システムによる路面クーリング

Fig. 1 に福井大学内地域共同センター駐車場に設置された実験装置の概要を示す。熱交換杭の内管(φ56mm, 肉厚 3mm)と外管(φ90mm, 肉厚 4mm)の長さは 70m である。また、地下約 35~50m 付近と約 75~80m 付近に、それぞれ被圧帯水層がある。ポリエチレン製の熱交換杭は柔軟性に富み、施工および現場での加工が容易である。無散水舗装のコンクリート平板(2.5m × 2m × 厚さ 0.16m)内部には、熱交換パイプ(φ15mm 鋼管)が多重平行流型に埋設される。なお、コンクリート平板上には、厚さ 0.03m の通常骨材を用いた通常アスファルト舗装(舗装面積: 30m<sup>2</sup>)および珪石骨材を用いた高熱伝導アスファルト舗装(舗装面積: 30m<sup>2</sup>)が施され、総舗装面積は 60m<sup>2</sup>(5m × 12m)である。また、融雪性能比較のため、熱交換パイプを埋設しない通常舗装も作成した。さらに、当融雪システムでは熱交換杭(Photo. 4[1 参照])、無散水舗装および通常舗装における熱的な挙動が、約 100 測点に及ぶ温度センサーにより、それぞれ検出される。

Fig. 2 は、1996 年 7 月 17 日における無散水舗装内に埋設された熱交換パイプの入口水温  $T_i$ (■), 出口水温  $T_o$ (▲), 無散水舗装路面(通常骨材舗装)より深さ 0.01m の路面温度  $T_p$ (○), 通常舗装路面より深さ 0.01m の路面温度  $T_n$ (▽)および気温  $T_a$ (×)の経時変化を示したものであり、夏期における本システムの典型的な温度変化を表している。 $T_i$  および  $T_o$  は  $T_p$  と相関があり、 $T_p$  が日射の影響を受けて高くなると  $T_i$  および  $T_o$  も高くなり、 $T_p$  が低くなると両者とも低くなる。 $T_i$  は  $T_o$  よりも常に低いことから、昼夜を通して熱交換杭から地盤へ熱エネルギーが注入されていたことが判る。また、 $T_p$  は  $T_n$  より常に低く、14 時には約 20 °C の差が生じる。 $T_n$  と  $T_a$  を比べると、最低気温の現れる 6 時頃でも  $T_n > T_a$  であり、相対的に温度の高い通常舗装から大気への熱輸送が認められる。しかしながら、 $T_a$  と  $T_p$

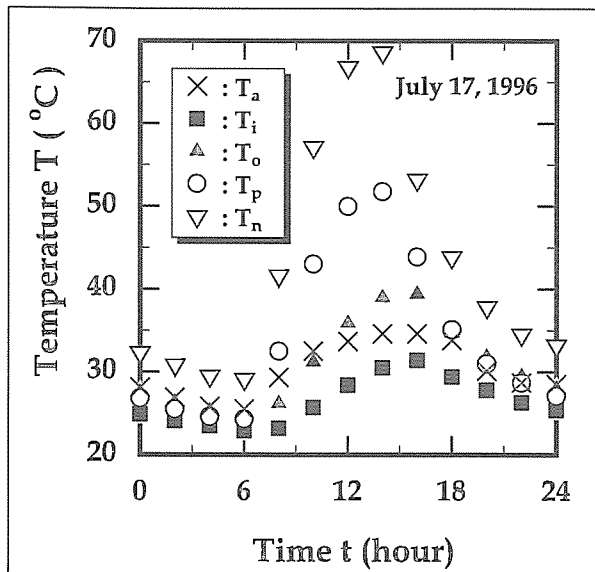


Fig. 2 無散水舗装と通常舗装の路面温度比較および熱交換パイプの水温変化

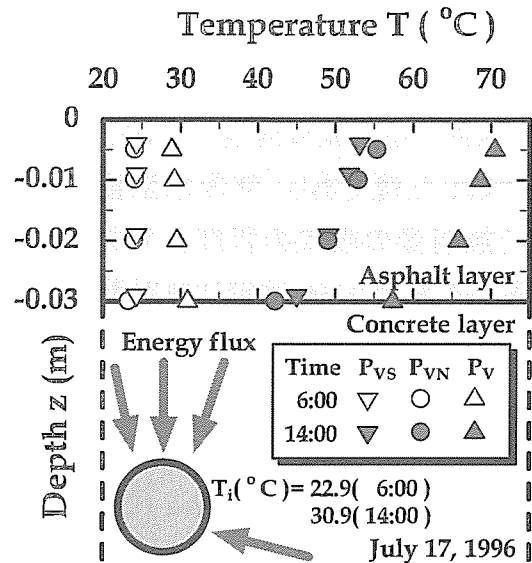


Fig. 3 無散水舗装と通常舗装の路面温度分布比較

を比べると0時から6時では $T_a > T_p$ とな

り、無散水舗装は、夜間において気温を低下させるように作用することが判る。

Fig. 3 に、1996 年 7 月 17 日 6 時および 14 時の通常舗装 PV、通常骨材無散水舗装 PV N および珪石骨材無散水舗装 PV S(いずれも熱交換パイプ外線より 0.05m 離れた位置)における路面温度の鉛直分布を、それぞれ示す。図中には、それぞれの時刻に実測された熱交換パイプ内の水温も併示した。まず、最低気温を観測する午前 6 時の路面温度の鉛直分布に注目すると、PV S( $\nabla$ )および PV N( $\circ$ )では、鉛直方向でほぼ一様に 24 °C 程度となる。一方、PV ( $\triangle$ )では僅かに温度勾配を有しながら、29~31 °C の範囲にあることが判る。しかしながら、先の PV S( $\nabla$ )および PV N( $\circ$ )に比較して、5~7 °C 程度高い。次に、最高気温を観測する 14 時の路面温度の鉛直分布に注目すると、PV ( $\blacktriangle$ )では表面付近の路面温度は 71 °C であるのに対して、PV S( $\blacktriangledown$ )で 53 °C および PV N( $\bullet$ )で 55 °C となり、深さ 3cm 付近の路面温度にあっては PV ( $\blacktriangle$ )の 57 °C に対し、PV S( $\blacktriangledown$ )で約 12 °C 程度、PV N( $\bullet$ )で約 15 °C 程度、それぞれ低いことが判る。さらに、PV S( $\blacktriangledown$ )および PV N( $\bullet$ )における路面温度の鉛直勾配の絶対値に注目すると、両者はともに正であり、PV S( $\blacktriangledown$ )に比較して、PV N( $\bullet$ )で大きい。これより、同時刻の循環水温が PV S( $\blacktriangledown$ )および PV N( $\bullet$ )でともに 31 °C 程度であることに配慮すれば、PV S( $\blacktriangledown$ )では PV N( $\bullet$ )に比べて、循環水の有する冷熱エネルギーを効率良く舗装表面へ輸送していることが判る。これらを換言すれば、舗装が吸収した太陽からの熱エネルギーを効果的に熱交換パイプ内を流れる流体へ伝達していることを意味し、この作用に伴う舗装温度の冷却効果は有意であることが示唆される。

Fig 4 は同日における無散水舗装 1m<sup>2</sup> 当たりの入射熱エネルギーの吸収量 EA( $\bullet$ )およ

び吸収率  $E_f$  ( $\Delta$ )の経時変化を表す。ここで、 $E_f$  はEAをアスファルト舗装 1m<sup>2</sup> 当たりに入射する短波放射量と長波放射量の和で除した値であり、無散水舗装に入射する放射量の吸収の程度を表す係数である。 $E_A$  および  $E_f$  は短波放射量の日変化に密接に関係し、短波放射量が増加すると  $E_A$  および  $E_f$  は共に増大する。例えば、 $E_A$  は夜間で 0.05kW/m<sup>2</sup> 前後にあり、日中で最大約 0.27kW/m<sup>2</sup> に達する。一方、 $E_f$  は夜間で約 0.1～0.15、日中で約 0.25 となる。

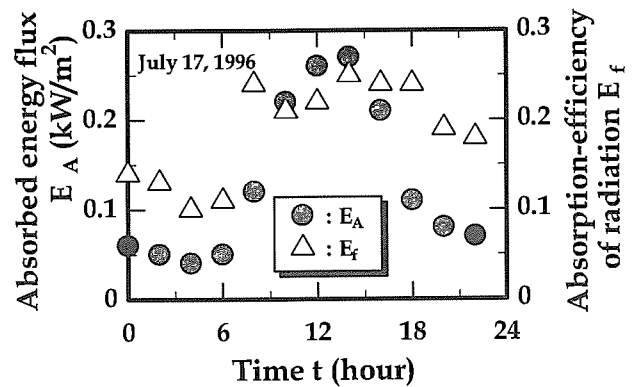
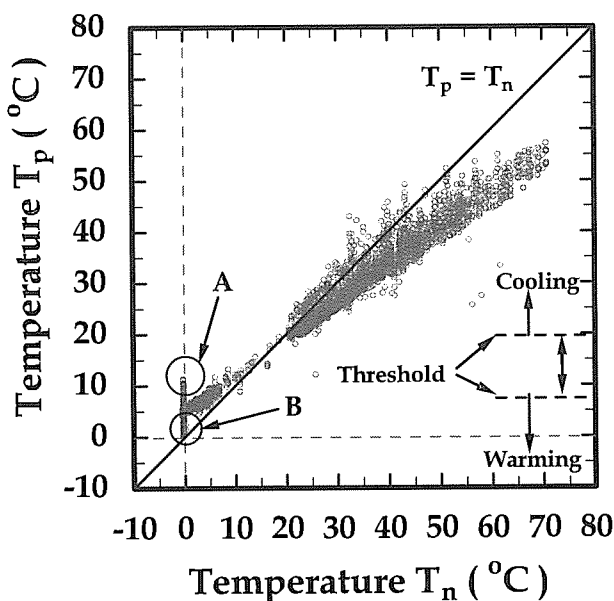


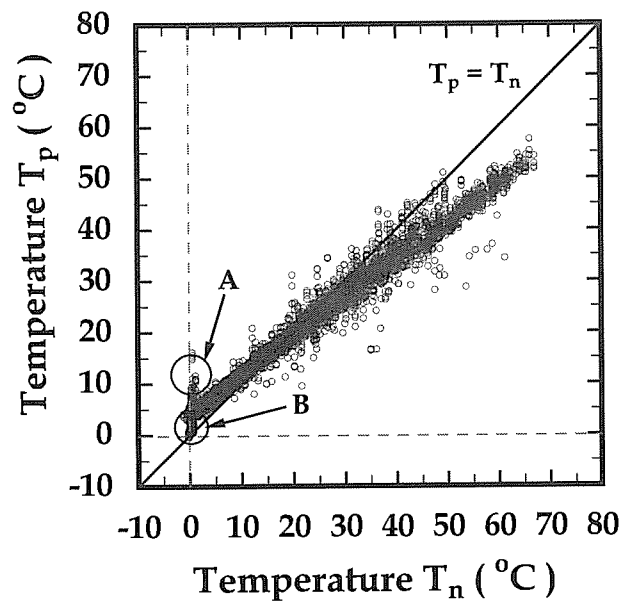
Fig. 4 無散水舗装の入射熱エネルギーの吸収量  $E_A$  および吸収率  $E_f$

Fig. 5(a) および(b) には、1996 年および 1997 年における無散水舗装温度  $T_p$  (深さ 5mm)と通常舗装温度  $T_n$  (深さ 5mm)の関係を、それぞれ示す。また、両図には参考のために  $T_p = T_n$  となる傾き 1 の実線も併示した。

まず、Fig 5(a) に注目すると、 $T_p$  および  $T_n$  は一次の相関関係にあり、その勾配は  $T_p = T_n$  < 1 であることが判る。また、夏期において  $T_n$  が 70 °C 付近にあるとき、 $T_p$  は 50～55°C 程度であり、舗装は 15～20 °C 程度冷却される。一方、冬期では  $T_n$  が 0～5 °C にあるとき、 $T_p$  は 5～10°C 程度にあり、5 °C 程度の昇温効果が観られる。なお、図中に併示した A の領域は、 $T_n$  が 0 °C 付近を記録していることから、通常舗装上に積雪があることを意味する。



(a) 1996 年



(b) 1997 年

Fig. 5 無散水舗装温度  $T_p$  と通常舗装温度  $T_n$  の関係

また、B の領域は無散水舗装上においても比較的大きな融雪負荷が生じていると判断される。

次に、Fig 5(b)に注目する。前図と同様に冬期の低温域では、A および B の領域が出現するものの、 $T_p$  および  $T_n$  は一次の強い相関関係にあり、1 よりも小さな勾配( $T_p < T_n$ )を有する。しかしながら、Fig 5(b)における勾配は、前図のそれよりも大きいように見受けられる。すなわち、自動制御を用いた運用に伴い、夏期における舗装の冷却効果および冬期における舗装の昇温効果は、ともに向上する。ただし、冬期においては昼間の一部で自動制御が機能し、運転は停止する。しかしながら、それ以外の期間でシステムは常に稼働しているために、昇温効果は冷却効果に比較して、識別し難い。経験的にこれらを換言すれば、システム稼働時間を節約しても融雪能力は著しく低下しないことを意味する。これより、自動制御運転の採用は、舗装における熱エネルギーの放出および吸収効率に良好に作用することが示唆される。両図で示した夏期における舗装の冷却効果は、地盤への熱エネルギー注入に伴う副次的な効果である。しかしながら、一般的にアスファルト混合物舗装の安定度および耐流動性は、約 50 °Cを越えると著しく低下する[1]。また、70 °Cの舗装が有する安定度を基準とすれば、舗装における 15~20 °C程度の温度低下は、約 5~9 倍の安定度の向上に寄与することも報告されている[1]。よって、先述の舗装の冷却効果は舗装の流動化防止、耐久性の向上、ひいては道路舗装のメンテナンス作業の軽減に貢献することが期待される。

### 3. 熱交換埋設パイプ舗装の路面クーリング性能評価

大阪における HEP-RC システムの路面クーリング効果を推定する。

#### 3-1 計算条件

Fig. 6 は、道路の構成と解析領域の大きさを示す。道路は厚さ 0.06m のアスファルト舗装およびその下にある厚さ 5.94m の地盤で構成される。アスファルト表面から 0.03m 下には熱交換パイプ(径 15mm, ピッチ 100mm)が埋設される。

Fig. 7 は、入力気象条件((a) 気温の日変化、(b) 風速の日変化、(c) 日射と天空放射の日変化)を示す。用いた数値は 2005 年 8 月の大阪市における気温、風速、日射および天空放射のアンサンブル平均値である。気温は 26.4°Cから 31.5°Cの間で風速は 1.6m/s ~4.0m/s の間で変化し、日射量は最大約 1kW/m<sup>2</sup> と設定した。ただし、日射量は晴天を定めた天空放射フラックスはステファン・ボルツマンの式より算出した。なお、天空温度は Swinbank の式より求めた。

Table 1 には計算に用いた熱物性値を示している。ここでは特にアスファルト舗装に関して熱伝導率  $\lambda$  が普通( $\lambda = 1.4\text{W/m/K}$ )の 2 倍となる高熱伝導率舗装( $\lambda = 2.4\text{W/m/K}$ )を付加した。

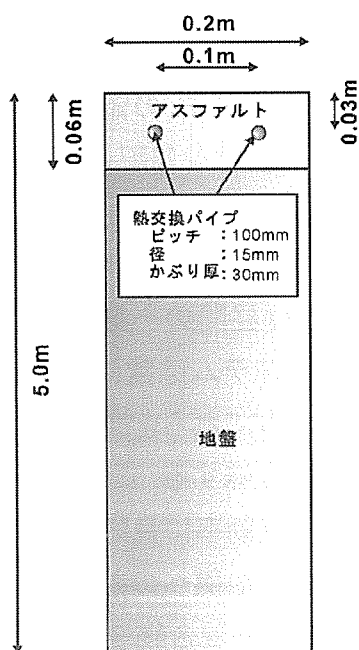
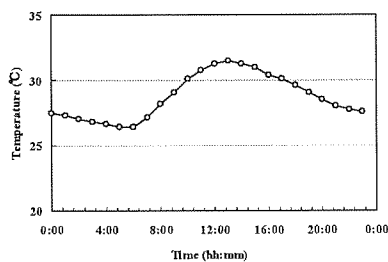


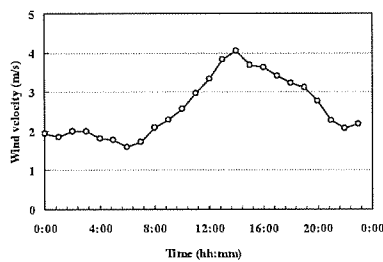
Fig. 6 解析領域

Table 1 計算条件

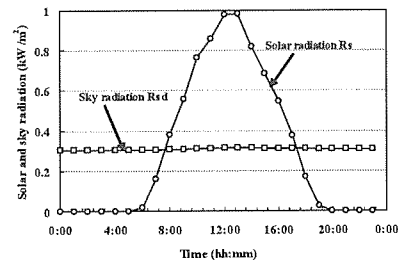
項目	単位	値
<b>歩道条件</b>		
アスファルト	体積熱容量	$\text{kJ/m}^3/\text{K}$ 2000
	熱伝導率	$\text{W/m/K}$ 1.4, 2.8
地盤	体積熱容量	$\text{kJ/m}^3/\text{K}$ 4000
	熱伝導率	$\text{W/m/K}$ 1.0
射出率	—	0.93
アルベド	—	0.05
<b>探熱条件</b>		
熱交換パイプ	ピッチ	m 0.10
	径	mm 15
	かぶり厚	m 0.03
	水温	$^{\circ}\text{C}$ 10, 15, 20
<b>気象条件</b>		
気温	$^{\circ}\text{C}$	Fig. 7(a)
風速	m/s	Fig. 7(b)
日射強度	$\text{kW/m}^2$	Fig. 7(c)
天空放射	$^{\circ}\text{C}$	"
<b>パラメータ</b>		
パイプ-アスファルト間の熱貫流率	$\text{W/m}^2/\text{K}$	55



(a) 気温の日変化



(b) 風速の日変化



(c) 日射と天空放射の日変化

Fig. 7 入力気象条件

### 3-2 境界条件

#### (a) 舗装表層

式(1)は舗装表層の熱エネルギー収支式である.

$$\frac{\partial I}{\partial t} = G + R_s + R_{ld} - R_{lu} + S_a \quad (1)$$

ここに  $\partial I/\partial t$ : アスファルト表層の内部エネルギー変化

$G$ : 熱伝導熱流

$R_s$ : 日射による放射熱流

$R_{ld}$ : 天空からの長波放射熱流

$R_{lu}$ : アスファルトからの長波放射熱流

$S_a$ : 空気移動に伴う顕熱流

(b) 側部境界

側部境界の条件式は以下のように熱フラックスの出入がないものとする.

$$G = -\lambda \frac{dT}{dx} \Big|_{x=0m} = 0 \quad (2)$$

ここに  $\lambda$ : アスファルトおよび地盤の熱伝導率

(c) 底部境界

底部境界は一定温度(15°C)とする.

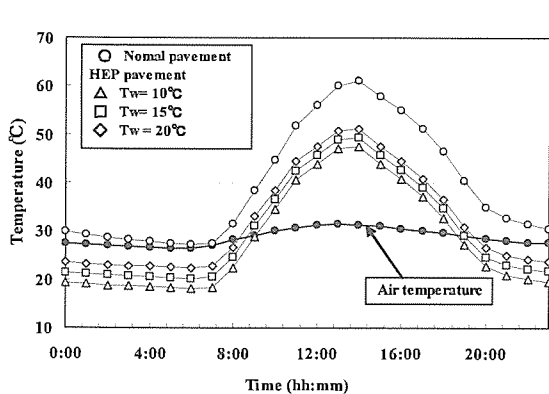
$$T \Big|_{z=5.0m} = 15^\circ\text{C} \quad (3)$$

### 3-3 計算結果

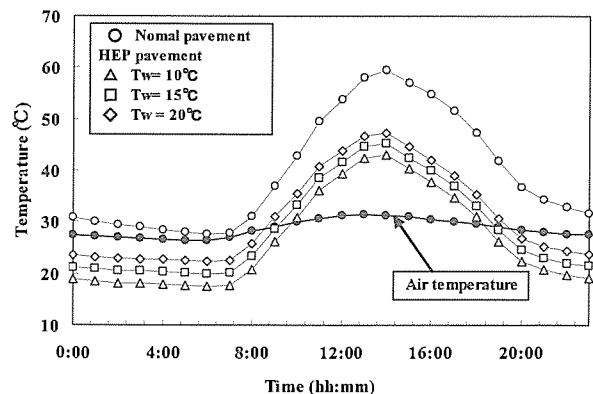
(a) 気温と路面温度の日変化

Fig.8 は路面温度の(表層温度)の日変化を熱交換パイプ内流体温度  $T_w$  ごとに示す. 比較のために, 通常舗装温度と気温も併示する. 通常舗装は最高約 60°Cに達し, 夜間においても気温よりも高い状態である. これは道の駅「ハチ北」で観測された結果と同じである. 無散水舗装(HEP 舗装)の日変化は通常舗装と同じ分布形を示すが, 温度自身は  $T_w$  が低くなるにつれて, 低下する. なお, 無散水舗装温度は熱交換パイプ間の平均値である.

側部舗装の温度変化を明らかにするために無散水舗装温度( $T_{HEP}$ )と通常舗装温度( $T_{NP}$ )との差 $\Delta T (=T_{NP} - T_{HEP})$ の日変化を Fig.9 に示す.  $\Delta T$  は 1 日を通じて正( $T_{NP} > T_{HEP}$ )となり, 日中の方が夜間より大きい. 通常舗装の  $T_w = 10^\circ\text{C}$  では,  $\Delta T$  は最大で 14°Cを越える. また,  $T_w = 20^\circ\text{C}$  でも,  $\Delta T$  は最大で 10°C以上となる.



(a)  $\lambda = 1.4 \text{ W/m/K}$



(b)  $\lambda = 2.8 \text{ W/m/K}$

Fig. 8 気温と路面温度の日変化 (熱交換パイプ間の平均温度、深さ=2.5mm)

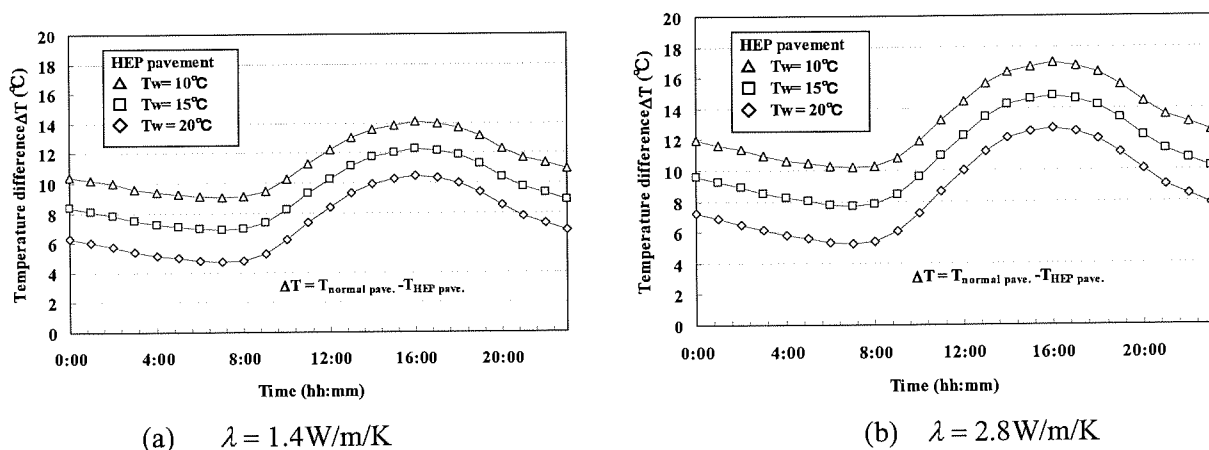


Fig. 9 無散水舗装と普通舗装の温度差の日変化

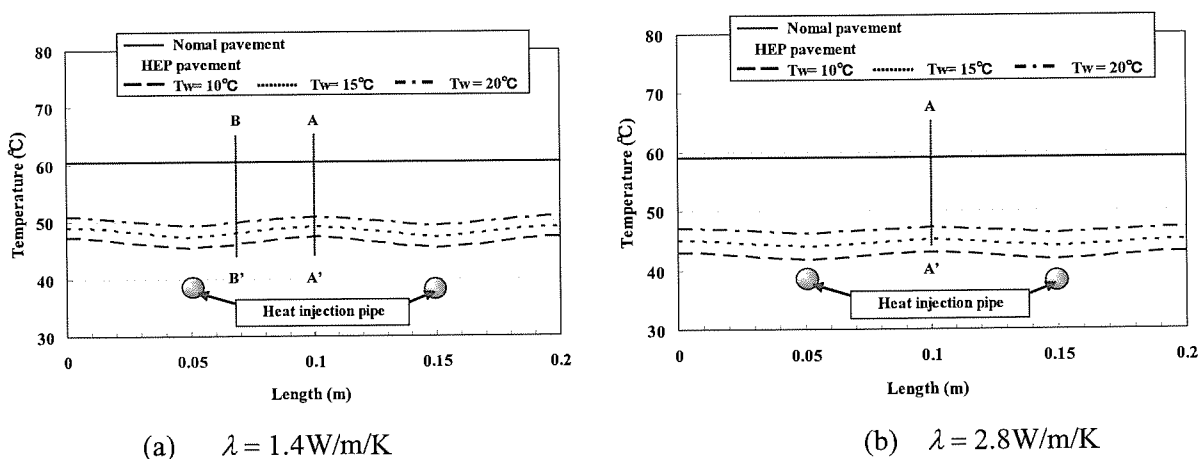


Fig. 10 アスファルト表面の水平方向温度分布（深さ=2.5mm）

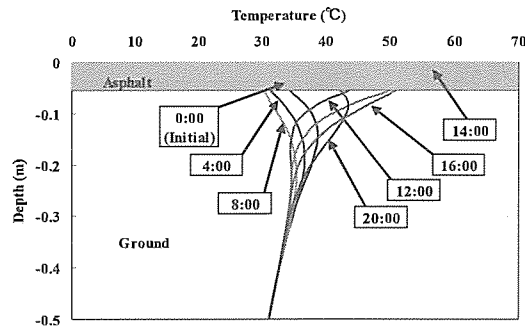
次に熱伝導率  $\lambda$  の影響を調べる. 高熱伝導率舗装の  $T_w=10^\circ\text{C}$  では,  $\Delta T$  は最大で  $17^\circ\text{C}$  以上通常舗装よりもさらに最大で  $3^\circ\text{C}$  の舗装温度低下に貢献でき,  $\lambda$  による冷却効果は夜まで続く.  $T_w=20^\circ\text{C}$  でも,  $\Delta T$  は最大で  $12^\circ\text{C}$  以上となる.

#### (b) 熱交換パイプ周辺の温度分布

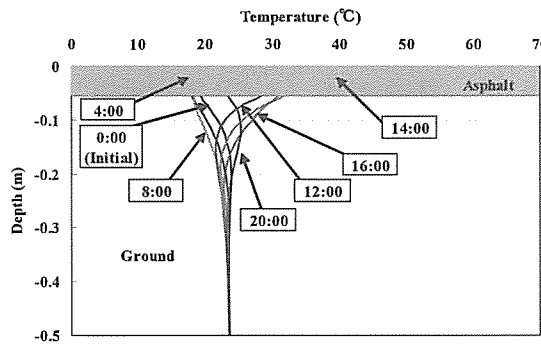
Fig.10 は舗装表面温度（深さ=2.5mm）の水平方向分布を示す. 熱交換パイプ上で舗装温度は最も低く, 中間で最高となるが, ピッチが 0.1m であれば極端な温度偏差は発生しにくい. このような温度偏差は  $\lambda$  に依存しない.

Fig.11 は熱交換パイプ中央(A-A' 断面)とパイプ間の1/4中間位置(B-B' 断面)での鉛直温度分布を示す. 分布形は  $T_w$  に依存しないが,  $T_w$  が小さくなる(Fig. 11(a)から(d))に従って, 0.2m下方の温度勾配が小さくなる. 日変化は概ね表層 0.3mの範囲で現れる.

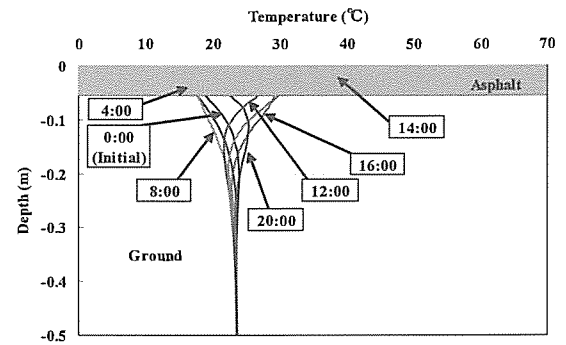
B-B' 断面の鉛直温度分布では, 熱交換パイプの影響を受けて, その高さにおいて局所的な温度低下は見られ, これが舗装表面温度の低下に影響を及ぼす.



(a) 普通舗装 ( $\lambda = 1.4 \text{ W/m/K}$ )

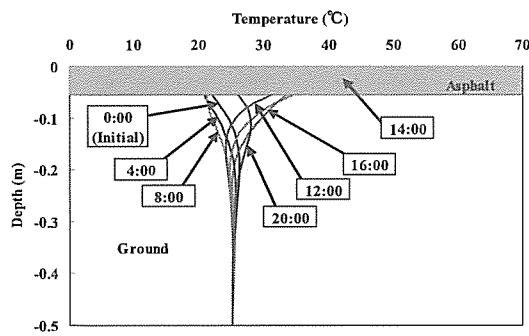


(A-A'断面)

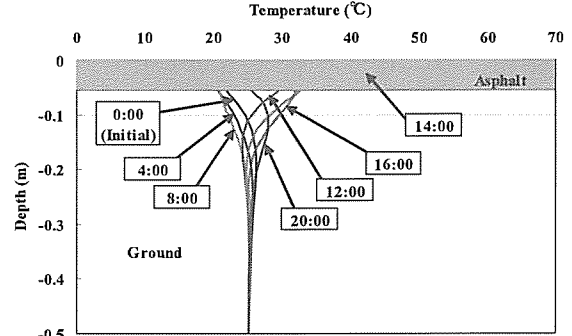


(B-B'断面)

(b) 無散水舗装 ( $T_w = 10^\circ\text{C}$ ,  $\lambda = 1.4 \text{ W/m/K}$ )

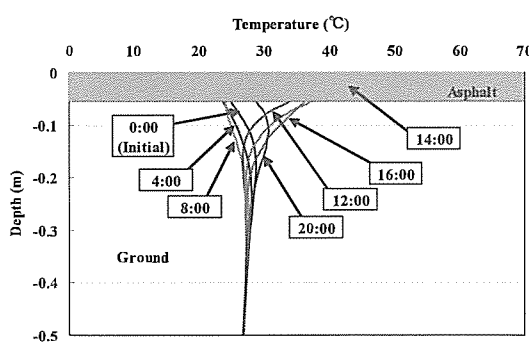


(A-A'断面)

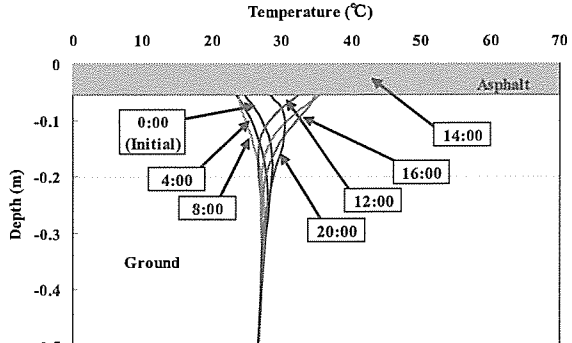


(B-B'断面)

(c) 無散水舗装 ( $T_w = 15^\circ\text{C}$ ,  $\lambda = 1.4 \text{ W/m/K}$ )



(A-A'断面)



(B-B'断面)

(d) 無散水舗装 ( $T_w = 20^\circ\text{C}$ ,  $\lambda = 1.4 \text{ W/m/K}$ )

Fig. 11 鉛直温度分布の経時変化



(c) 舗装からの長波放射強度  
の日変化

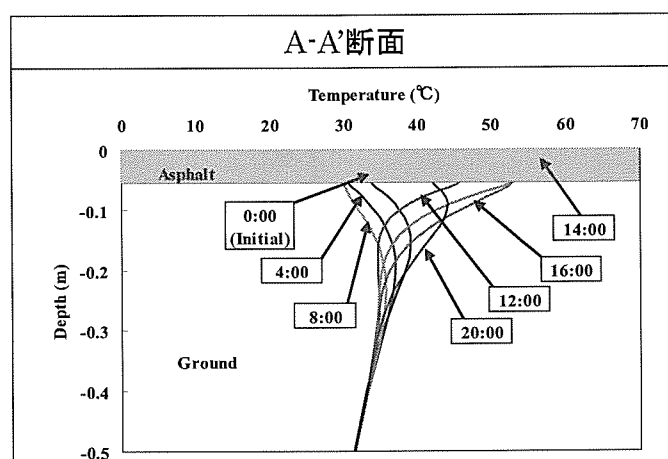
Fig.12 には舗装表面からの長波放射強度の日変化を表す。  $T_w$  による変化は殆どなく、  $650\text{W/m}^2 \sim 450\text{W/m}^2$  の範囲にある。

#### 4. おわりに

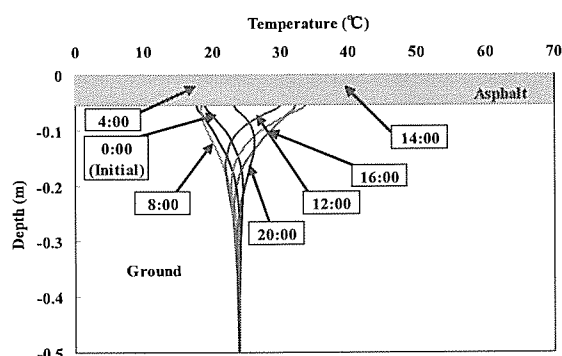
ここでは、自然エネルギー活用、特に地中熱によるヒートアイランド軽減の可能性を検討するために、熱交換埋設パイプ舗装の路面クーリング性能を野外実験およびシミュレーションから調べた。

その結果、地中熱は通常路面温度よりも  $10^\circ\text{C}$  以上の路面クーリング性能を有し、高熱伝導率舗装は、クーリング性能をさらに  $2^\circ\text{C}$  程度高めることができることがわかった。

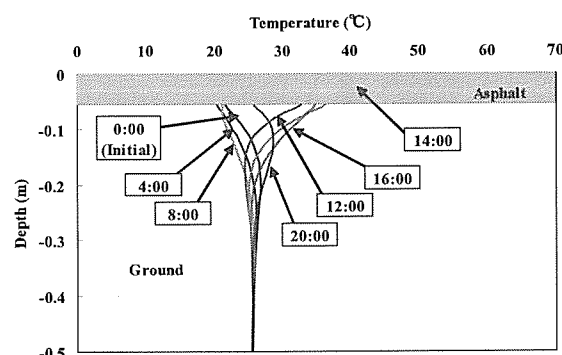
以上より、熱交換埋設パイプ舗装は打ち水効果と同程度、もしくはそれ以上のクーリング性能を有することより、大阪におけるヒートアイランド対策の有効な一手法と考えられる。



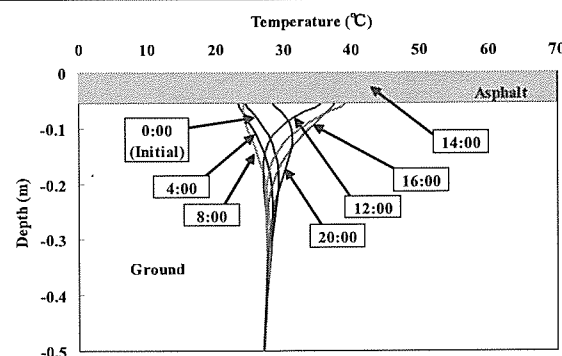
(e) 普通舗装 ( $\lambda = 2.8\text{W/m/K}$ )



(f) 無散水舗装 ( $T_w=10^\circ\text{C}$ ,  $\lambda = 2.8\text{W/m/K}$ )



(g) 無散水舗装 ( $T_w=15^\circ\text{C}$ ,  $\lambda = 2.8\text{W/m/K}$ )



(h) 無散水舗装 ( $T_w=20^\circ\text{C}$ ,  $\lambda = 2.8\text{W/m/K}$ )

# 地下水の熱利用に向けた地中熱利用の事例

## — 道の駅「ハチ北」 —

福井大学工学研究科・教授

福原 輝幸

### 1. はじめに

平成10年3月に道の駅「ハチ北」（以下「ハチ北」と呼称）が、兵庫県美方郡香美町村岡区福岡の国道9号に完成した。福岡地区の標高は340mと高いために積雪量が多く、沿線スキー場へ京阪神からスキー客が集中する場所である。京阪神から行けば八鹿辺りから積雪が多くなり、但馬トンネルを抜け村岡地区に入った途端、多雪地帯に入る。このような地形および気象特性から、当地は冬期の交通安全のために、チェーン着脱場が必要とされてきた。

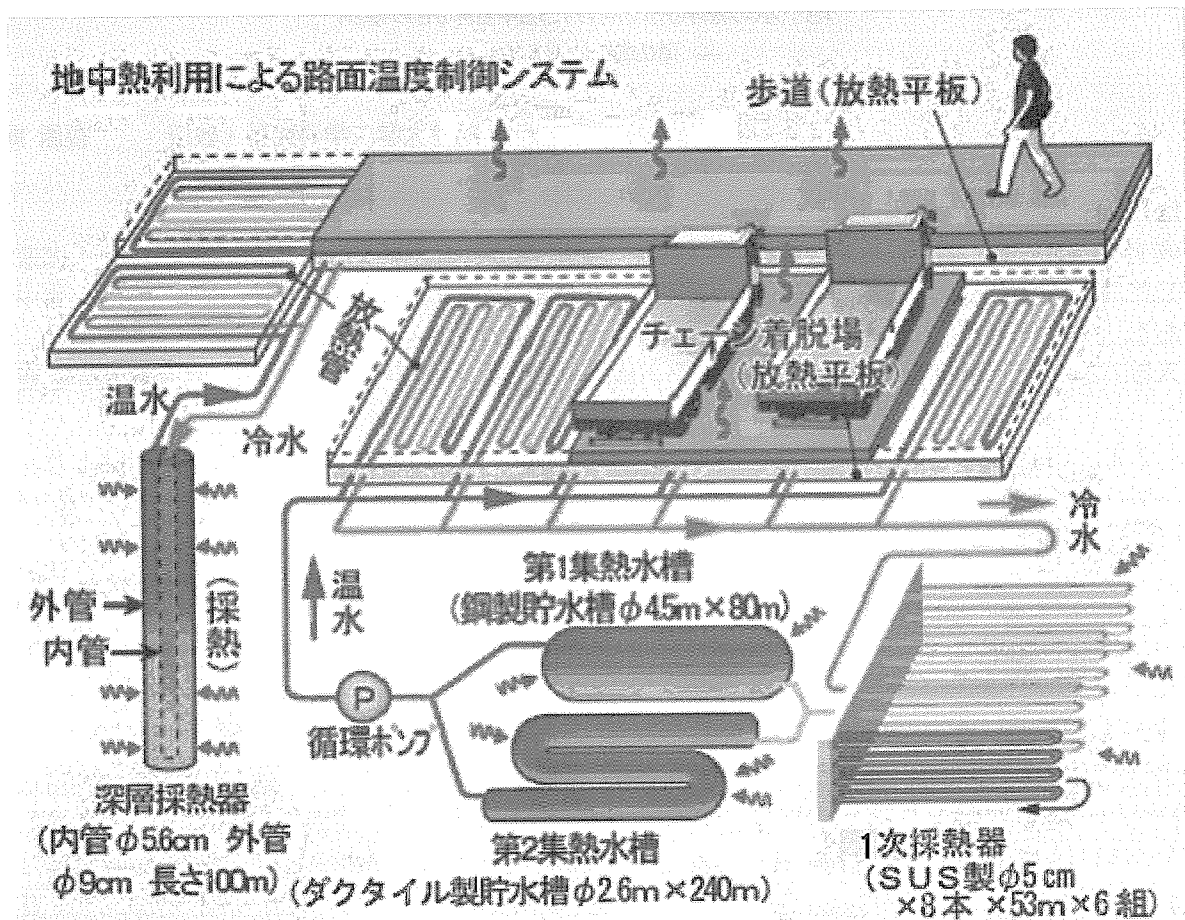
「ハチ北」では全国で初めて地中熱を利用した駐車場および歩道の路面温度制御システムを導入した。この目的は冬期の路面加熱による融雪および凍結防止、夏期の路面冷却によるアスファルトの流動化防止および路面からの照り返し緩和による道の駅の熱環境改善にあった。

このように地中熱利用の基本的考え方は、地中熱により路面温度の季節変動を抑制し、熱環境的に快適な場所を創成する点にある。地中熱利用システムは地下水熱も適用可能であり、場合によっては地中熱より高い性能を発揮する可能性がある。そこで、「ハチ北」の地中熱を利用した路面温度制御能力と環境改善効果について述べる。

### 2. 「ハチ北」の地中熱利用システム

本融雪事業では「融雪技術検討委員会」を発足させ、相対的に冬温かく夏冷たい地中熱の特性を利用した無散水融雪システムを開発した。地中熱採集のために道の駅の駐車場の地下に貯水槽と採熱器を、施設背後に別のタイプの採熱器を埋設した。前者は表-1中の第1・第2集熱水槽および1次採熱器、後者は深層採熱器に対応する。特に集熱水槽は路面から回収した夏期の余剰温熱を冬期路面のヒーティングに、冬期の余剰冷熱を夏期路面のクーリングに利用するような季節蓄熱型の設備の機能を有する。（図-1参照）。

採 熱 ・ 集 熱 器	役 割 と 特 徴
1次採熱器(細管採熱器) 50A×8本×53m×6組 (SUS)	<ul style="list-style-type: none"> <li>地下5m～10mに埋設した50A管（SUS）に冷えた水を循環することで地中から採熱する。</li> <li>細管の特徴は、管内水量に対して管の表面積が大きいことから、管内水温を地中熱により昇温する力は大きい。しかし、水量が少ないため蓄熱には不向きである。</li> </ul>
第1集熱(採熱・蓄熱)水槽 D4.5m×80m×1基 (鋼製)	<ul style="list-style-type: none"> <li>集熱水槽は地下5m～10mに埋設し、この鋼製水槽に充填した水は地中熱を採熱し蓄熱する。</li> <li>水槽は水量（水槽断面）に対して水槽表面積が小さく、採熱に時間を要するが、放熱による温度低下（熱損失）は1次採熱器より緩慢である。</li> </ul>
第2集熱(採熱・蓄熱)水槽 D2.6m×240m×1基 (ダクタイル鋳鉄)	<ul style="list-style-type: none"> <li>第1集熱槽と基本的に同じであるが、ダクタイル鋳鉄管水槽の断面が小さく水槽が長いことは、採熱に対して第1集熱水槽よりも有利であるが、広い設置面積が必要となる。</li> </ul>
深層採熱器（二重管） D90/56mm×100m×12基 (ポリエチレンパイプ) (EBES)	<ul style="list-style-type: none"> <li>採熱部は外管と内管の二重管（90/56）で構成され、長さ100mに冷えた水を循環することで地中から採熱する。</li> <li>二重管は管内水量に対して管の表面積が大きいことから、管内水温を地中熱により昇温する力は大きい。しかし、水量が少ないため蓄熱には不向きである。</li> </ul>



図－１ 地中熱利用システム概要図

融雪面積は1430 $\text{m}^2$ であり、このうちチェーン着脱場が1120 $\text{m}^2$ 、歩道が310 $\text{m}^2$ を占める。駐車場の路面温度制御方法としては、図－1に示すような貯水槽集熱システム（Reservoir Heat Collection System：RHES）が採用された。RHESでは、地表面下5mから10mの範囲に設置した貯水槽および集熱器の周辺地中熱（約15 $^{\circ}\text{C}$ ）が利用される。

RHESの路面融雪時の熱の流れを図－1に沿って説明する。貯水槽上部から出てきた暖かい流体は、無散水舗装体を循環する間に放熱して温度を下げるが、集熱器を通る間に地盤との熱交換で昇温し、貯水槽下部に戻る。その後、貯水層から再び出て行くまでの間に流体は地中熱を吸収し続けてさらに暖められる。一方、路面冷却時は貯水槽下部から出た冷たい流体は、無散水舗装体を循環する間に吸熱し昇温するが、集熱器を通る間に地盤へ放熱し、貯水槽上部に戻る。さらに貯水槽内でも流体は地盤への放熱を続け、温度を下げる。

また、歩道の融雪は、外管と内管で構成される長さ100mの深層採熱器（二重管）方式である掘削杭熱交換システム（Bore-hole Heat Exchange System：BHES）を採用した。BHESの路面融雪時における熱の流れも図に示す。掘削杭の外管から出てきた暖かい流体は、無散水舗装体を循環する間に放熱して水温を下げ、掘削杭の内管に戻る。その後、流体は内管を下降して外管を上昇する間に地中熱を吸収（採熱）し、昇温する。こうして暖まった流体は再び無散水舗装体へ向かう。一方、路面冷却時は外管から出た冷たい流体は、無散水舗装体を循環する間に吸熱し昇温するが、熱交換杭を循環する間に地盤へ放熱して水温を下げる。こうして冷却された流体は再び無散水舗装体へ向かう。

### 3. 舗装体の熱特徴

#### 3.1 太陽熱を吸収し、路面を冷却する舗装体の能力

##### （1）太陽熱の吸収—夏期運転の狙い

- ・「ハチ北」の計画当初、夏期にも稼働させる融雪設備は全国的に皆無であり、通年利用の優位性を示すデータはなかった。

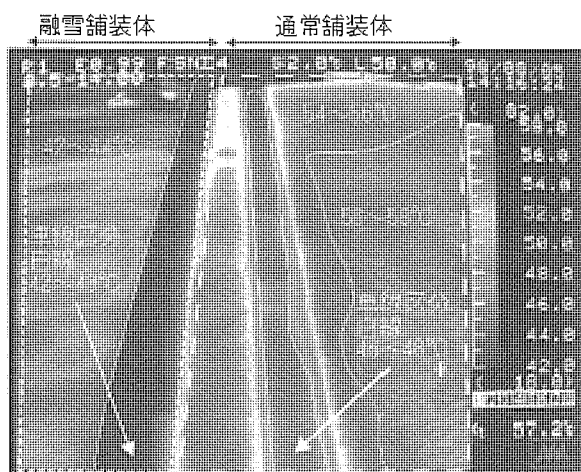


写真-1 夏期における路面の冷却効果  
(1998年8月5日14時30分)

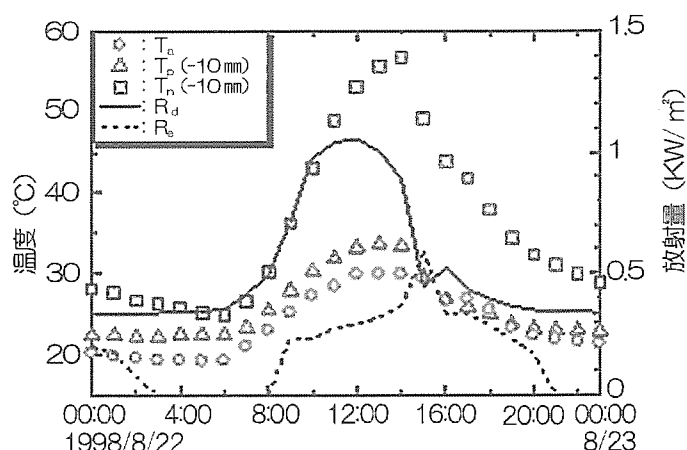


図-2 気温、舗装体温度、通常舗装体温度および熱フラックスの経時変化 (夏期路面冷却)

- ・「ハチ北」では、冬期の一方的な地中熱利用の先には熱源の枯渇が懸念されると考え、夏期にも舗装温度が上昇した場合には積極的にポンプを稼働し、舗装体を通じて太陽熱を吸収することを試みた。
- ・夏期の地中熱システム運転は、太陽の熱エネルギーを地中に還元するエネルギー注入の効果および舗装の冷却効果をもたらすことが明らかとなった。

写真-1に1998年8月5日14時30分におけるアスファルト表面温度の分布を示す。右側の破線枠部分が通常舗装路面、左側の点線枠部分が地中熱により温度制御された路面である。通常路面の温度は約58℃となるにもかかわらず、温度制御路面は約42℃に冷却されていることがわかる。

### 3.2 地中熱による夏期の路面温度の制御能力

#### (1) 路面温度制御機能—舗装の冷却能力

- ・気温が30℃に達するような夏の晴天時には、通常の舗装体温度(深さ10mm)は60℃近くまで上昇する。
- ・地中熱システムで冷却された舗装体では35℃程度(深さ10mm)となり、優位な路面冷却能力が認められる。
- ・地中熱システムの太陽熱吸収能力は、市販されている太陽熱温水器の能力に匹敵する。

図-2に夏期(1998年8月22日0時から翌日0時まで)の晴天時における気温 $T_a$ (○)、無散水舗装体温度 $T_p$ (△)、通常舗装体温度 $T_n$ (□)、天空から入射する総放射フラックス $R_d$ (実線)および熱エネルギー吸収率 $R_e$ (破線)の経時変化を、それぞれ示す。

#### (2) 気温 $T_a$

同日夜間の $T_a$ は18～20℃を推移し、日の出後の6時以降は最高気温30℃程度まで上昇した(22日14時)。

#### (3) 通常舗装体温度 $T_n$

$T_n$ は夜間0時から6時にかけて、3℃程度の緩やかな低下が見受けられるが、日の出後は急激に温度上昇し、14時には57℃となる。

#### (4) 無散水舗装体温度 $T_p$

無散水舗装体温度 $T_p$ は気温 $T_a$ の変化に追随する。舗装の冷却効果は明確であり、14時で $T_p$ と $T_n$ の間には25℃程度の大きな温度差が生じる。

#### (5) 総放射量 $R_d$

夏期における夜間晴天時の長波放射フラックスは0.3kW/m²程度である。また、昼間の短波放射の入射により、アスファルト路面へ入射する短波および長波の放射フラックスの和 $R_d$ は1.0kW/m²に達する。

#### (6) 熱エネルギー吸収率 $R_e$

舗装体で吸収された熱エネルギーフラックス $F_x$ を $R_d$ で除した値を熱エネルギー吸収率 $R_e$ と呼ぶ。 $R_e$ は日の出後のシステム稼働とともに上昇し、およそ0.30～0.35を推移した。

また、太陽熱温水器の集熱能力の評価方法に準じて、短波放射フラックス(↓)のみで $F_x$ を除算すると0.42～0.65となる。

#### 4. 集熱槽の水温変化

図-3に1998年6月～1999年3月に亘る鉛直深さ毎の第1集熱水槽内月別平均水温の経時変化を示す。

なお、図中に示した集熱水槽内の断面は長さ80mの円筒型水槽のほぼ長手方向の中間地点に当たり、システムの稼働に伴い流入出する冷温水の局所的な影響を受け難い箇所である。

また、それぞれの温度センサーの設置位置は、集熱水槽内径 $D$ （＝4.5m）を用いて水槽上部からの無次元高さ $z/D$ で表した。同図から「ハチ北」の初期地盤温度約16～18℃に対して、集熱水槽の水温は夏期に24℃程度まで上昇し、冬期に10℃程度まで低下すること、および集熱水槽内の温度成層化は1年を通じて観察され、夏期により明瞭となる。

集熱水槽内の上部（ $z/D = 0.00$ , TEJ3, △）の水温に注目すると、TEJ3は1998年8月に24.5℃で最大となり、翌年3月には11.8℃まで低下している。集熱水槽内の下部（ $z/D = 1.00$ , TEJ3, ▽）の水温は、同年9月に最高水温20.2℃を、翌年2月に最低水温10.0℃を、それぞれ記録する。また、集熱水槽内中央部の水温（ $z/D = 0.5$ , TEJ8, ○）は、夏期の最高水温24.5℃は8月に、冬期の最低水温10℃は2月に、それぞれ出現する。

#### 5. 地中熱利用システムの特性

##### 5.1 冬期の融雪状況

写真-2は、1999年1月12日の降雪時に撮影したものである。同写真では、駐車場内に整備された河川水を利用した散水融雪システム部で残雪が観られるものの、地中熱を利用した舗装体上の融雪効果は明瞭である。なお、同降雪期間中で記録した最大時間降雪深は8cm/h（一晚に約1mの積雪に相当）であり、この状態は2時間程度継続した。しかしながら、このような急激な融雪負荷が長期間に亘って継続するケースは稀で、その後の降雪強度の低下とともに舗装体上の残雪は解消した。

##### 5.2 地中熱システムの冬期の稼働実績と熱収支

###### （1）熱収支－地中熱エネルギーの配分

図-4は1998年12月～1999年3月に亘る1次採熱器、第1集熱水槽、第2集熱水槽および舗装体における熱エネルギー収支を、お風呂の湯の内部エネルギーに換算して表現したものである。

舗装体の冷熱負荷のうち、22%は融雪に、38%は凍結防止に、40%は予熱運転であった。この冷熱負荷は、597GJで10tダンプ2567台分の雪を融かす熱量に相当する。

- ・これは一般家庭で約55年分（約19900杯分）のお風呂の湯（40℃）を沸かすために必要な熱量に相当する。
- ・この冷熱負荷（597GJ）のうち、31%は1次採熱器から、28%は第1集熱水槽から、24%は第2集熱水槽から、17%は地中

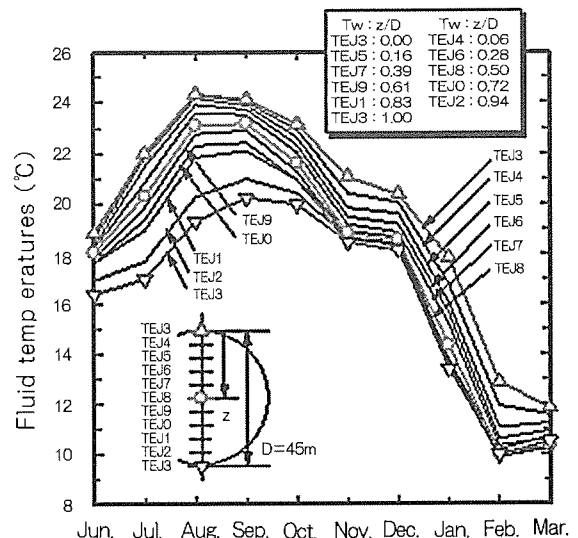


図-3 第1集熱水槽（鋼製）水温の経時変化

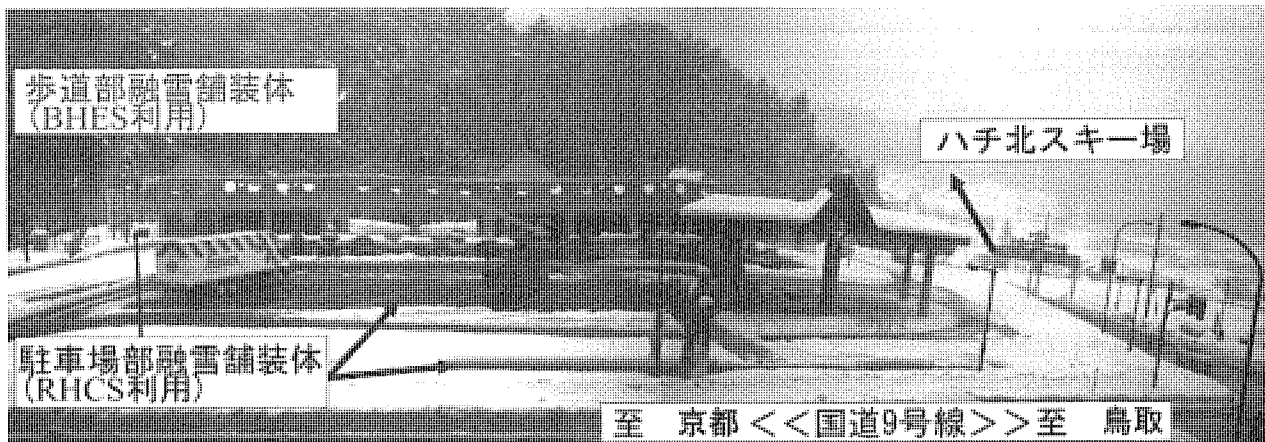


写真-2 冬期の融雪状況（1999年1月12日）

表－2 設計値と実績値の比較

		採熱量		実績比
		当初設計値	運転実測値	
地中採熱器	平均地中温度	14℃	14℃～15℃	—
	1次採熱器の平均熱貫流率	23 W/m <sup>2</sup> K	21.4 W/m <sup>2</sup> K	0.9
	第1集熱水槽の平均熱貫流率	8 W/m <sup>2</sup> K	16.0 W/m <sup>2</sup> K	2.0
	第2集熱水槽の平均熱貫流率	8 W/m <sup>2</sup> K	13.3 W/m <sup>2</sup> K	1.7
地中採熱量	1次採熱器（細管） 50A—16本×53m×6組 （循環流量47.4m <sup>3</sup> /h）	1次→第1又は第2 110,232 W/h （6℃→8℃）	1次単独 118,043 W/h （3.7℃→9.1℃） 630m <sup>2</sup>	—
	第1集熱水槽（採熱・蓄熱） （鋼製）D4.5m×80m （水槽容量1,250m <sup>3</sup> ）	1次→第1水槽運転 5,813,953 W/h （8℃→12℃） 1,120m <sup>2</sup>	第1水槽単独運転 3,335,380 W/h （3.7℃→9.0℃） 1,400m <sup>2</sup>	—
	第2集熱水槽（採熱・蓄熱） （鋳鉄製）D2.6m×240m （水槽容量1,250m <sup>3</sup> ）	1次→第2水槽運転 5,813,953 W/h （8℃→12℃） 1,120m <sup>2</sup>	第2水槽単独運転 4,387,012 W/h （3.7℃→9.0℃） 1,810m <sup>2</sup>	—
	計	採熱量 融雪可能面積 5,813,953 W/h 1,120m <sup>2</sup>	7,840,435 W/h 3,840m <sup>2</sup>	3.4

に埋設された配管群から、地中熱として舗装へ供給した。

- ・2つの集熱水槽で貯留した水から直接得た熱は、全体の14%程度である。

よって、ロードヒーティングに使用された熱の80%以上は周辺地盤から供給されたことが知れる。

## （2）舗装体で消費された熱

総消費エネルギー597GJの内訳は、融雪として371GJ、凍結防止として226GJ、余熱運転として240GJ、である。（3）地中熱による供給

熱供給は、第1および第2集熱水槽が保有していた内部エネルギー82GJ（前者で44GJ、後方で38GJ）に加え、地盤より抽出した515GJにより賄われた。その内訳は、第1集熱水槽で124GJ、第2集熱水槽で102GJ、1次採熱器で186GJおよび地盤に埋設された配管で103GJ、であった。

## 6. 環境性能

### 6.1 設計値と運転実績の比較

表－2に「ハチ北」設計当初の各設計値と7年間の運転実績から評価した実績値の比較表を示す。例えば、熱貫流率は地中熱システムの集熱能力を表し、設備規模（集熱水槽の容量など）に大きな影響を持つ。同表に示す

とおり、設計時は鋼製水槽の室内実験から熱貫流率を算出し、約10W/m<sup>2</sup>Kを得た。また、コンクリート製水槽の予備実験では8W/m<sup>2</sup>K程度の実験値を得た。そこで、「ハチ北」では平均熱貫流率を8W/m<sup>2</sup>Kとして、設備設計を実施した。

その後の7年間のモニタリングにより熱貫流率は、第1集熱水槽で16W/m<sup>2</sup>K、第2集熱水槽で13.3W/m<sup>2</sup>K、1次採熱器で21.4W/m<sup>2</sup>Kであることが判った。その結果、当初の設計条件に対し、実質的に3.4倍の融雪能力を有する設備であることが判明した（表右端の実績比を参照）。この平均熱貫流率の相違は、集熱水槽廻りの地下水位が高く、透水性の高い砕石で埋め戻し、地下水熱を採取しやすくさせたことで、熱貫流率が向上したと考えられる。

## 6.2 「ハチ北」の環境性能

地中熱は、温度レベルは低いが地域偏在性が小さい。この点からも広義に捉えれば、浅層地中熱はそもそも太陽の熱エネルギーが広く地盤内部に散逸したエネルギーであると言える。南北に長い日本列島であっても、地中熱の温度範囲は概ね 10℃～18℃の範囲にあり、これは各々の場所での平均気温の範囲にある。地中熱の温度レベルは、それぞれの気象条件により、自然の熱バランスから決定される。よって、ロード・クーリングやロード・ヒーティングに地中熱を利用する場合に、地盤からの一方的なエネルギー抽出やエネルギー注入は、地盤の熱環境のバランスを破壊する恐れがある。換言すれば、地中熱システムの優れた環境性能は、長期的な地中熱の安定利用によってのみ保証される。

次に「ハチ北」の環境改善効果について述べる。「ハチ北」では、ひと冬に約 13 万リットル（ドラム缶約 632 本）の灯油に匹敵する融雪のための熱エネルギーをすべて地中熱でまかなっている。これは 1 世帯 4 人家族として、228 世帯分の 1 年間の電気使用量に相当する膨大なエネルギーである。また、「ハチ北」の地中熱導入によって、削減された CO<sub>2</sub> は約 292t で、この能力を森林の二酸化炭素吸収量に換算すると甲子園球場約 27 個分の森林面積に相当する。

以上より、地中熱システムは二酸化炭素排出削減に大変優れており、「ハチ北」への導入を機に一般国道 483 号（北近畿豊岡自動車道）で積極的に地中熱システムの活用が推し進められている。

## 7. おわりに

兵庫県美方郡香美町村岡区福岡の国道 9 号に完成した道の駅「ハチ北」に全国で初めて地中熱を利用した駐車場および歩道の路面温度制御システムを導入した。そこで、冬期の路面加熱による融雪および凍結防止、夏期の路面冷却によるアスファルトの流動化防止および路面からの照り返し緩和による道の駅の熱環境改善のほか将来の地下水熱の利用を目指すとともに、地球環境の観点から、「ハチ北」における地中熱利用と環境評価について 7 年間観測してきた。その結果、当初の設計条件に対し、実質的に 3.4 倍の融雪能力を有する設備であることが判明した。

以上のように「ハチ北」ではオープン以来、地中熱による舗装のクーリングおよびヒーティングは安定しており、実用的に十分な性能を発揮している。これにより地中熱利用は都会での熱環境改善に有効であることが十分期待できる。さらに、自然熱エネルギーがいかに地球環境に優しいかを定量的に示すことができた。こうした地中熱利用は地下水熱にも適用可能であり、今後の地下水の積極的な熱利用が期待される。

# 地下水を利用した環境共生型蓄熱システムの構築に関する 浸透、圧密、熱移動のシミュレーション解析

関西大学工学部 楠見晴重

## 1. はじめに

近年、沿岸域における大都市では、冷房排熱や過密化したコンクリート建物群、アスファルト舗装、冷房排熱などによって、ヒートアイランド化が著しく進んでいる。また地下水採取規制によって地下水位の上昇がみられ、液状化の危険もしくは地下構造物の浮き上がりが懸念されている。とくに都市のヒートアイランド化は、住民の生活に直接関わる問題であることから、種々の対策が提案されている。本研究は、これらの解決策の一つである地下水の有効利用による地下水蓄熱システムの構築について検討したものである。すなわち、高層ビルの地下躯体建設時に設置される止水壁を有効利用して、夏期にはビルの冷房排熱を空气中に放出せずに躯体内の地下水帯水層に蓄え、冬期にその蓄えられた排熱を有効利用して、省エネルギー対策法とヒートアイランド緩和対策法の両要素を兼ね備えた地下水有効利用システムの構築を試みた。ここでは、地下水の揚水に伴う地盤沈下(3次元浸透・圧密連成解析)と地下水浸透による熱移流(3次元熱水分移動解析)の数値シミュレーションを行い検討したものである。

## 2. 地下水帯水層蓄熱利用システム

地下水帯水層蓄熱システムは、地下水を直接くみ上げ、地下水を媒体として土壌に蓄熱するシステムである。対象となる土壌は熱容量が大きく、蓄熱範囲を大きく取れるために、冷房の温排熱を冬に利用し、暖房の冷排熱を夏に利用する年間サイクルでの蓄熱利用が可能となり、省エネルギーを実現できる。また、従来、冷却塔などから空気に捨てられることが多かった温排熱を地中に留めて、次の冬に有効利用することから、都市部のヒートアイランド緩和技術としても期待されている。しかしながら、日本においては経済性が低いことや地盤沈下の懸念が拭え

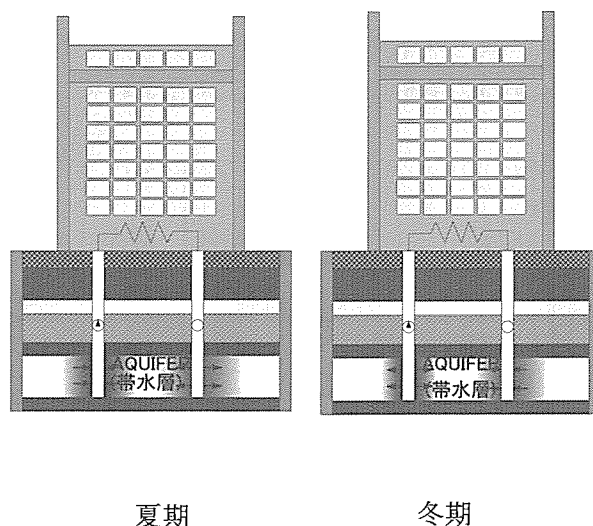


図-1 蓄熱システム

ないことから、一般的には実用化されていないのが現状である。ここでは、都市部において、高層ビルの地下躯体建設時に設置される止水壁を有効利用し、止水壁の中で蓄熱するシステムを提案し<sup>1)2)</sup>、その利用過程における地盤沈下についても検討したものである。

## 3. 3次元浸透・圧密連成解析によるシミュレーション<sup>3)4)</sup>

### (1) 解析モデルとシミュレーション概要

本解析では、ある沿岸大都市部の地層モデルを用いた。図-2は、解析対象領域と地層構成を示している。モデルの対象範囲は縦横 594m、深さ 57mとしている。実際に地下水蓄熱を行う領域は、図中の 100m×100m 部分で深さ 57m、厚さ 1mのコンクリート壁で囲まれた部分である。そ



して、今回帯水層としているのは、層厚 15m の第 2 洪積砂礫層であり、そこで揚水・注水を行う。

## (2) 解析条件と解析定数

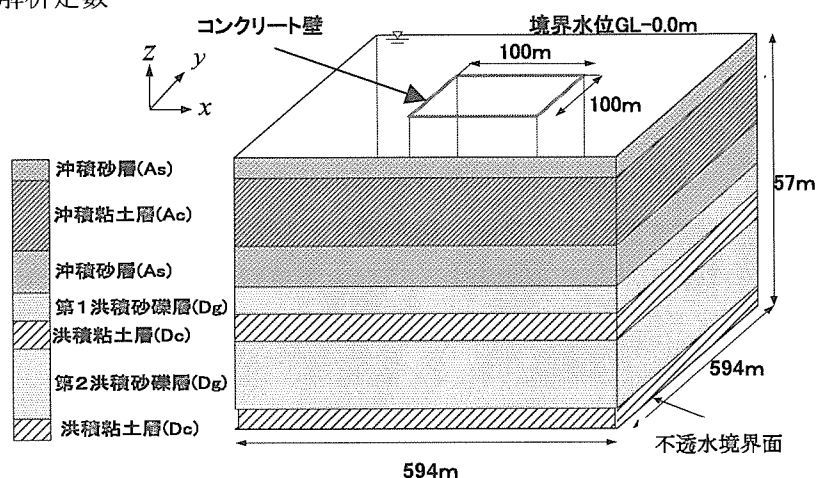


図-2 解析モデル

境界条件としては以下の通りにした。

GL-70m : 不透水境界      計算領域端 : 水頭一定境界  
初期条件 : 全水頭 70m      揚水・注水節点 : 流量経時変化

この解析領域をより精度よく算出するために、深さを 70m まで付け加えて解析している。また揚水量や注水量の決定方法は、井戸配置ならびに運用時の動水勾配などを含めて決定されたものである。解析定数は、表-1 に示されている値を用いた。

表-1 解析定数

地質	土質型	記号	層厚 「m」	透水係数 (水平方向) [cm/s]	透水係数 (鉛直方向) [cm/s]	間隙率	比貯留係数 [m/s]
沖積層	砂質土	As1	3	1.0E-05	1.0E-06	0.4	1.0E-05
	粘性土	Ac1	15	1.0E-09	1.0E-10	0.57	1.0E-03
	砂質土	As2	9	1.0E-05	1.0E-06	0.4	1.0E-05
洪積層	レキ質土	Dg1	6	1.0E-03	1.0E-04	0.3	1.0E-06
	粘性土	Dc1	6	1.0E-10	1.0E-11	0.65	1.0E-04
	レキ質土	Dg2	15	1.0E-03	1.0E-04	0.3	1.0E-06
	粘性土	Dc2	3	1.0E-10	1.0E-11	0.54	1.0E-04
コンクリート壁				1.0E-07	1.0E-08	0.1	1.0E-03

## (3) 井戸間隔

地下連続壁の内側は、図-4 に示されているように揚水井、注水井をそれぞれ 4 本ずつ設置し、それぞれの井戸間隔を 20m とした。また夏期の運用と冬期の運用では、揚水井、注水井を入れ替える。

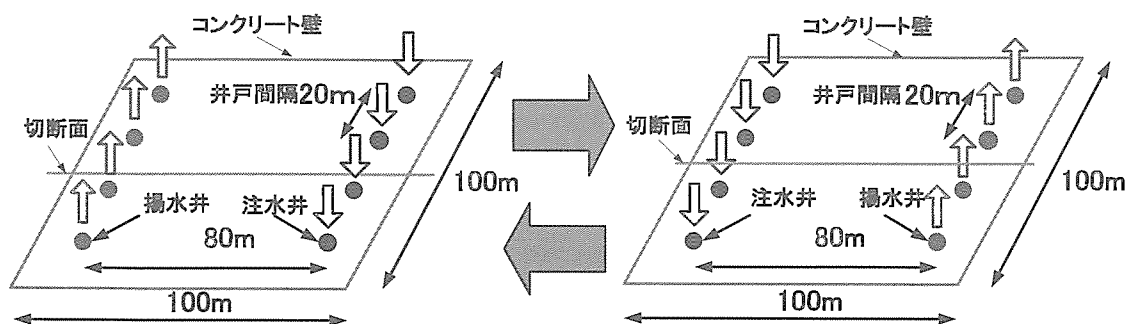


図-3 井戸配置

#### (4) 解析結果

解析パターン1として、図-3で示される井戸配置で、90日第2洪積砂礫層(Dg2)から $618.6\text{m}^3/\text{day}$ (12時間換算で揚水、100%を注入した。図-3に示される切断面の部分の地表面の沈下の様子を示したものが図-4である。この図より、揚水を行っている範囲では沈下量が大きく、逆に注水を行っている範囲では沈下量は負の値をとる。ここで負の値とは、隆起していることになっているが、実際に隆起するのかわかるかは、ここでは判断できない。しかし、隆起部に関しては沈下が生じていないことに置き換えることは可能と考えられる。また図-5で示されるように、沈下の分布でも徐々に左側の範囲から右側に沈下量が減少していることがわかる。またコンクリート壁の外側で地盤沈下が生じていないことが認められる。

次に解析パターン2として、0から90日まで、第2洪積砂礫層(Dg2)から $618.6\text{m}^3/\text{day}$ (12時間換算)で揚水、90%を注入。

90から180日まで揚水・注水を中止。180から270日まで0～90日と揚水、注水を行う井戸を逆にして0～90日と同じ条件で揚水・注水を行った。図-6に示されているように90日後では、図中の左側で揚水を行っているため、その範囲で沈下量の値が大きくなっている。そして、180日後では、放置期間の後なので沈下が抑制される。

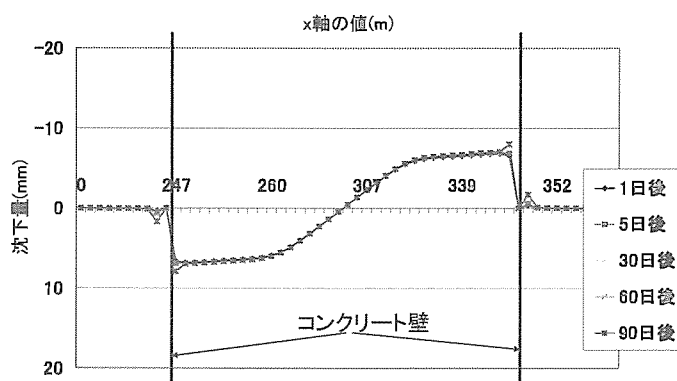


図-4 時間的変化による沈下(解析パターン1)

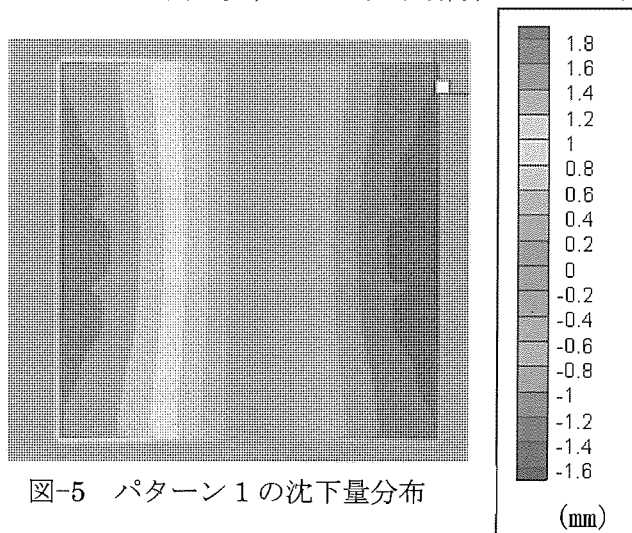


図-5 パターン1の沈下量分布

一方、270 日後は、90 日までと異なり、揚水と注入の井戸を入れ替えているため、図中の右側で沈下量が大きくなっていることがわかる。図-7 は、この沈下の分布を 90 日後、270 日後で比較したものである。このように沈下が生じた範囲に次の季節で注水を行うことが、このシステムの利点であることがわかる。そして、0～270 日の間では、最大沈下量が 10mm 以下に抑えられている。地下連続壁外への沈下がほとんど見られないことから、本システムによって地下水利用しても、顕著な地盤沈下が見られないことが認められた。

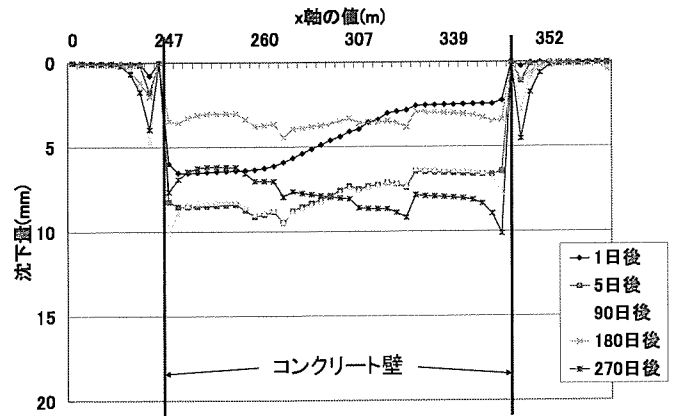


図-6 時間的变化による沈下(解析パターン 2)

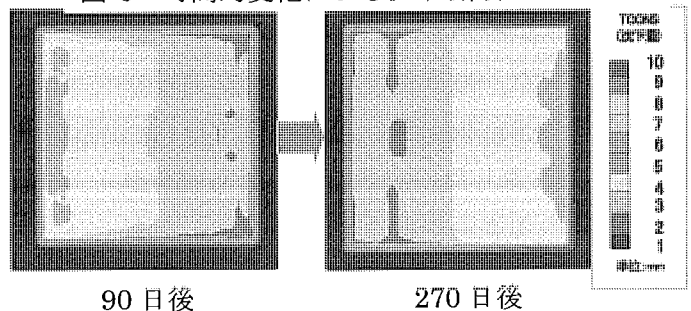


図-7 沈下の分布

#### 4. 蓄熱性能に関する検討

本節では、想定した地盤を対象に 3 次元熱水分移動解析を行い地盤中の蓄熱および熱回収挙動をシミュレーションする。さらに高層ビルの空調負荷に対して、帯水層から回収された熱量が貢献する効果を検証する。

##### (1) 地盤中の蓄熱解析モデル

地盤中の浸透流と熱移動に関する基礎式およびその妥当性については既報<sup>1)</sup>において報告しており、飽和地盤を想定し、Darcy 則を仮定した水分収支式、運動方程式、エネルギー方程式によるモデル化は、実大実験での熱挙動を概ね再現できることを示した。

地盤ならびに止水壁、井戸との関係を前節と同様に想定して解析を行った。計算対象は、平面で 400m×400m、深さ方向には建物底部となる GL-25 から GL-80m を計算範囲とし、端部四周は水頭固定とした。また、温度の境界条件は以下の通りとした。

- GL-5m : 年周期の一定条件  $T_{GL-5m} = 17 + 5\cos(A + \alpha)$  [°C]
- GL-70m : 温度一定条件  $T_{GL-70m} = 17$  [°C]
- 計算領域端 : 温度一定条件  $T_s = 17$  [°C]
- 初期温度 : 17 [°C]

##### (2) 建物条件と熱源システムの考え方

想定した建物条件を図-8 に示す。気象条件は大阪市を仮定した。帯水層へは、夏季（7 月中～10 月中）に 26°C、冬季（1 月～3 月）に 5°C を蓄えるものとし、中間期は放置するものとした。建物全体では地下水利用の水冷ヒートポンプのほかに、ピーク負荷を賄うだけの他の熱源システムを組み合わせることを前提とし、地下水利用の期間は空調負荷のベースを帯水層からの熱回収で賄うこととした。

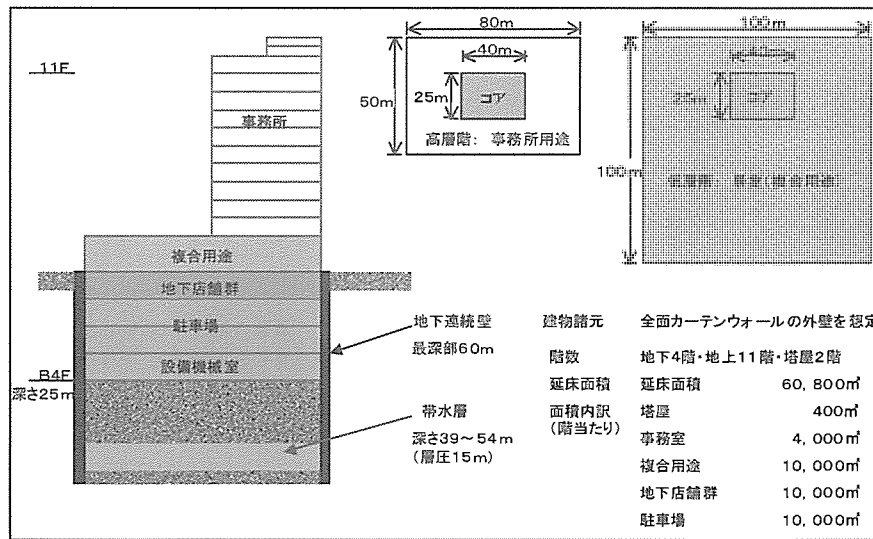


図-8 想定建物概要

### (3)蓄熱性能および空調負荷処理に関するシミュレーション結果

図-9 に蓄熱開始 2 年目の帯水層の温度状況を示す。3 月末、10 月半の蓄熱終了時には止水壁の中では死水領域が少なく蓄熱できている様子がわかる。また 3 ヶ月の放置期間を経ても大きなロスがなく、冷熱が滞留していることがわかる。

図-10 に帯水層からの利用熱量を示す。初年度の夏以降は、帯水層から時間当たり 4200~3000MJ (=1170~830kW) の熱が利用可能であり、3 ヶ月間では 4600GJ 程度の熱量が利用できることがわかる。

また、図-11 には月代表日の建物負荷を示す。冷房ピークで 8000kW 弱、暖房ピークで 4000kW 弱であることがわかる。したがって、帯水層からの熱回収量はピーク負荷に対しては冷房で 15%程度、暖房では 30%程度を賄うことができることになる。

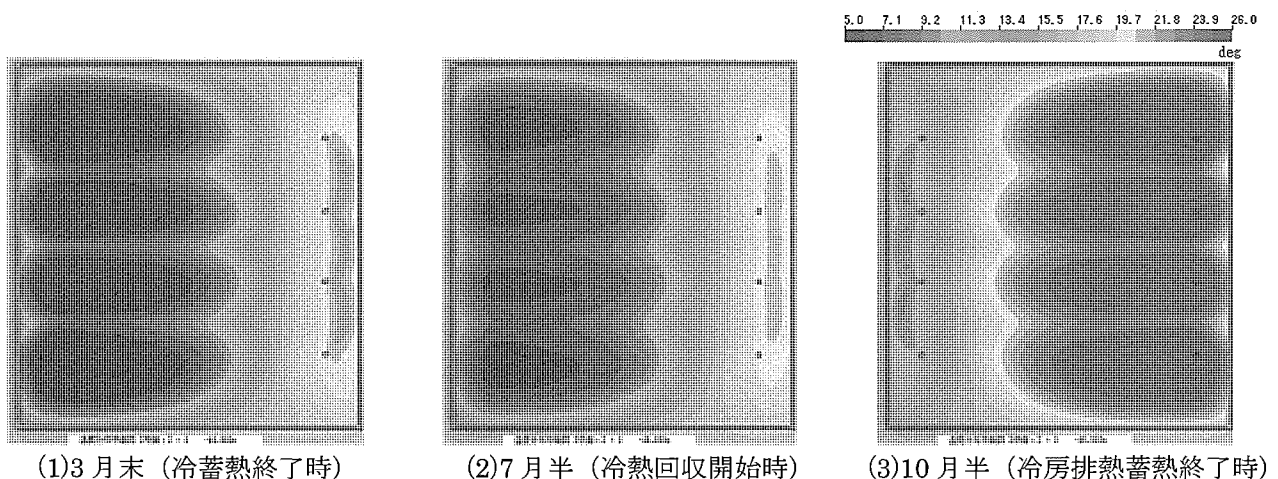


図-9 GL-46.5m の温度分布 (蓄熱開始 2 年目)

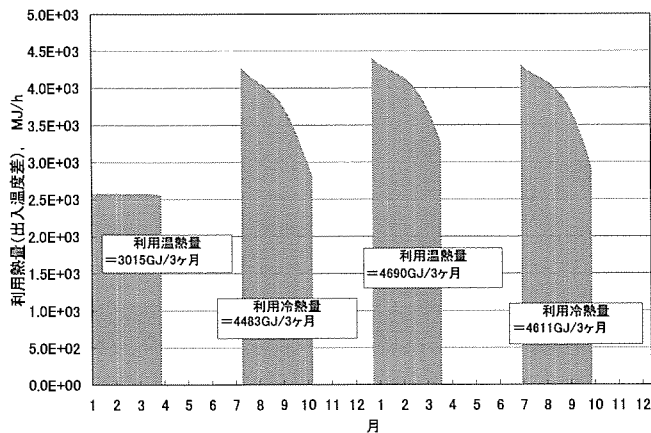


図-10 蓄熱開始後2年間の利用熱量

## 5. まとめ

帯水層蓄熱システムは、省エネルギー性や環境性など多くの可能性をもつシステムであるが、都市部にてこのシステムを安心して計画、実現するためには、地下水汲み上げによる地盤沈下への懸念、蓄熱システムとしての信頼性と経済性について多くの知見と実証を積み重ねる必要がある。本報は、その1つとして想定地

盤に対して3次元浸透・圧密連成解析ならびに3次元

熱水分移動解析を行ってシステムの信頼性を検討したものである。その結果、大阪市を対象とした地盤モデルにおいて、地盤沈下を生じさせないで、本システムを利用できる最適揚水計画が構築され、安全でかつ持続可能な運営が十分可能であることが認められた。

最後に本研究に関して、多くの貴重なご意見を賜りました大阪大学名誉教授、大阪産業大学教授 村岡浩爾先生に対しまして感謝申し上げる次第です。

## 参考文献

- 1) 中村慎他：システム概念と熱的基本性能の確認 敷地内帯水層蓄熱システムに関する研究（その1），日本建築学会計画系論文集，第546号，pp.69-74,2001.
- 2) 中村慎他：モデルビルにおける省エネルギー効果と経済性 敷地内帯水層蓄熱システムに関する研究（その2），日本建築学会計画系論文集，第554号，pp.41-46,2002.
- 3) 玉井秀直，楠見晴重，藤森明治，中村慎：3次元地下水浸透・圧密連成解析による都市地下水利用システムの構築，平成17年度土木学会関西支部年次学術講演概要集Ⅲ-44,2005.
- 4) 玉井秀直，楠見晴重，藤森明治，中村慎：地下水浸透・圧密連成解析による都市地下水利用システムの有効性の評価，第60回年次学術講演会講演概要集3-302,2005.

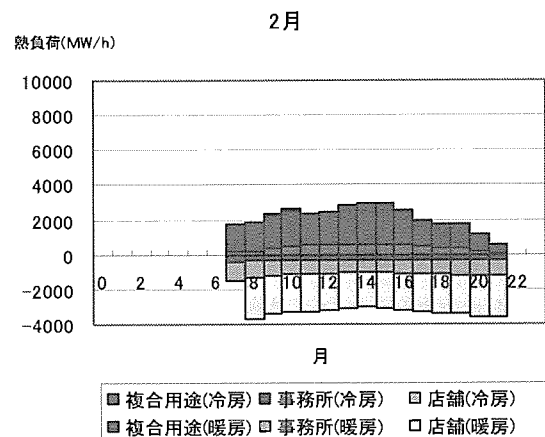
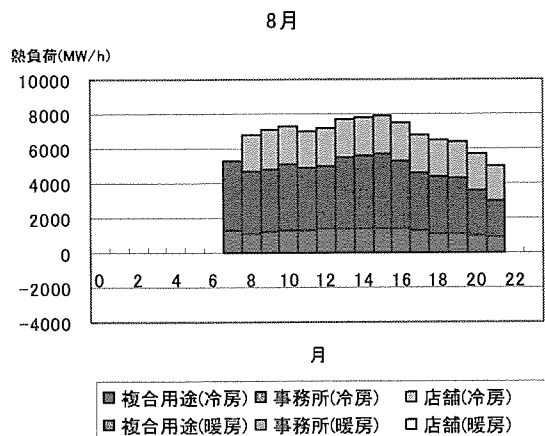


図-11 代表月の建物負荷

## 1. はじめに

一般に、都市域の地下水資源の持続可能な利用と維持・管理を進めるにあたり、地下水の涵養・流動経路を把握することは基本的で重要な課題である。特に、大阪平野は過去に過剰な揚水による水位低下とそれに伴う地盤沈下を経験し、海域からの塩水侵入も進んだ。最近、地下水位の回復とともに都市域の構造物の浮き上がりや地震時の液状化現象など、都市計画上の課題も浮上してきた。さらに、最も大きな問題は、将来、涵養された大阪平野内の浅層・深層の地下水がその不圧および被圧水位の上昇によって流動が変化し、都市域の地下水と溶存化学物質の海域への流出が想定されることで、有害化学物質の海洋への流出が懸念されるところである。

大阪平野の地下水の主要溶存成分や環境同位体の空間分布<sup>1),2)</sup>と三次元浸透流解析<sup>3),4)</sup>によれば、1) 現在の地下水は平野中央部に向かう流れが優勢で滞留傾向にあると考えられる。2) 山側から海底下の帯水層へ向かう流れは、北西部六甲山麓地域、南西部和泉山脈山麓地域に限られていると推定される。3) 沖積層の地下水は、湾岸部から内陸へ向かって下部の大阪層群へ流入する傾向がある。しかし、将来、懸念される都市域の地下水と溶存化学物質の海域への流出について想定しておくことは必要であろう。その意味で現状と将来の地下水流動状況や流動・涵養経路、いづろ都市域の地下水溶存化学物質の海域への流出が生じるかを解明することは、重要課題と言えよう。

そこで、これまで測定してきた酸素と水素の安定同位体をより積極的に利用して流動・涵養経路を推定する解析手法について検討した。酸素と水素の安定同位体を自然トレーサーとして、複数の涵養源をもつ地下水系を、それらの単純な混合を仮定して流動経路を空間的に分離する単純な方法<sup>5)</sup>について述べる。今後、本手法を大阪平野で測定した酸素と水素の安定同位体データへ適用するため、ここではそれらの測定データについてまとめて示す。

## 2. 経路分離法

トレーサーとなる2種の保存量パラメータ ( $T_1, T_2$ ) について、 $n$  個 ( $j=1, 2, 3, \dots, n$ ) の組み合わせ ( $T_1, T_2$ ) <sub>$j$</sub>  の異なる地下水が混合した場合、観測値 ( $T_1, T_2$ ) <sub>$i$</sub>  は  $T_1$ - $T_2$  グラフ上で ( $T_1, T_2$ ) <sub>$j$</sub>  を頂点とする  $n$  角形の内部にプロットされる。各頂点の ( $T_1, T_2$ ) <sub>$j$</sub>  は、エンドメンバーと呼ばれる。そこで、 $\delta^{18}O$  と  $\delta D$  を自然トレーサーのパラメータとみなすと、涵養・流動経路を異にする水は、 $\delta^{18}O$ - $\delta D$  グラフ上でエンドメンバーとして識別される。エンドメンバー ( $\delta^{18}O, \delta D$ ) <sub>$j$</sub>  の経路の地下水が流動の過程で相互に混合した結果、各点の ( $\delta^{18}O, \delta D$ ) <sub>$i$</sub>  が決まる。従って、この流動をともなう混合の過程を逆算すれば、複数の流動経路を空間的に分離することが可能である。ここでは、以下の仮定とモデル化を行う。

### 2.1 仮定

- 1) 地下水の酸素と水素の安定同位体は保存量とみなせる。
- 2) 対象領域には涵養源の異なる複数の流動経路が存在する。
- 3) 地下水の流れは定常で、地下水は単純混合する。

### 2.2 モデル化

起源を異にする、すなわち異なる  $\delta^{18}O$  と  $\delta D$  の組み合わせを持つ複数経路の地下水が単純混合した結果、ある地点  $i$  で ( $\delta^{18}O, \delta D$ ) <sub>$i$</sub>  をもつ地下水が形成されるとする単純混合モデルを考える。

- 1) 各経路  $j$  は、固有の ( $\delta^{18}O, \delta D$ ) <sub>$j$</sub>  を有し、その流量は、主経路を中心とし、経路に直交する方向 ( $x$ ) に正規分布 ( $Q_x$ - $x$  関係) しているとする (式(1))。

$$Q_x = \frac{Q_r}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} \quad (1)$$

ここに、 $Q_r$  は経路に直交する面の全流量、 $\sigma$  は標準偏差である (図1)。

- 2)  $\delta^{18}O$  あるいは  $\delta D$  を持つ複数の経路  $j$  が混合するとき、単純混合モデルでは点  $i$  の安定同位体比  $\delta_i$  が次式で表

される(図2)。

$$\delta_i = \frac{\sum Q_{xij} \delta_j}{\sum Q_{xij}} \quad (2)$$

ここに、 $Q_{xij}$  ( $=Q_{ij}(x)$ )は点*i*における経路*j*の流量で、式(1)より与えられる。 $\delta_j$ は経路*j*の $\delta^{18}O$  または $\delta D$ を表す。

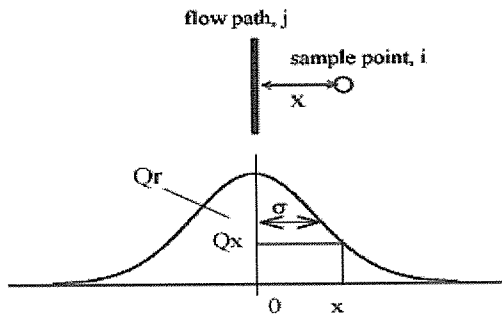


図1 流動経路*j*とその流量分布(正規分布)

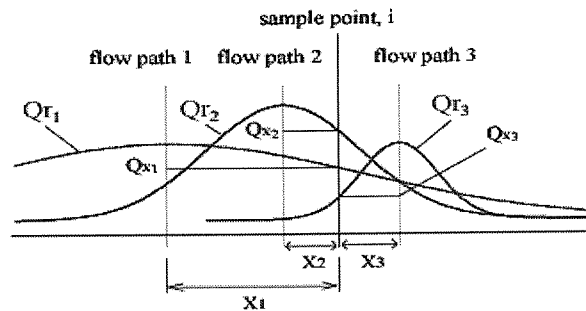


図2 複数流動経路の単純混合モデル

3) 混合した地下水の流れは、観測点*i*の( $\delta^{18}O - \delta D$ )の勾配、 $\delta_{\text{gradient}}^i$ の最小の方向に平行である。 $\delta_{\text{gradient}}^i$ は、次式で定義する。

$$\delta_{\text{gradient}}^i = \{ [\delta^{18}O_i^{\text{obs}} - \delta^{18}O_k^{\text{obs}}]^2 + [\delta D_i^{\text{obs}} - \delta D_k^{\text{obs}}]^2 \}^{1/2} / L_{i,k}, \quad (3)$$

$$(k = 1, 2, 3, \dots, m, k \neq i),$$

ここに、 $L_{i,k}$ は、観測点*i*と*k*間の距離で、*m*は観測点数である。

## 2.3 解析法

固有の( $\delta^{18}O, \delta D$ )<sub>*j*</sub>と(*Qr, σ*)<sub>*j*</sub>を有する経路*j*の地下水が互いに単純混合するとして、サンプル点*i*の計算値( $\delta^{18}O, \delta D$ )<sub>*i*</sub><sup>cal</sup>を式(2)から求め、観測値( $\delta^{18}O, \delta D$ )<sub>*i*</sub><sup>obs</sup>との残差平方和が最小になるまで各経路の空間分布と( $\delta^{18}O, \delta D$ )<sub>*j*</sub>と(*Qr, σ*)<sub>*j*</sub>をインバージョンする。インバージョンには間接法の非線形最小二乗法を用いる。初期値の設定は以下のようにした。

- 1) インバージョンする経路数と( $\delta^{18}O, \delta D$ )<sub>*j*</sub>の初期値は、観測値の( $\delta^{18}O - \delta D$ )グラフ上で求めた仮のエンドメンバーの数とその( $\delta^{18}O, \delta D$ )とする。
- 2) ( $\delta^{18}O, \delta D$ )グラフ上でエンドメンバーを含むグループ分けをおこなう。
- 3) インバージョン解析の初期値となる経路は、( $\delta^{18}O, \delta D$ )グラフ上で分かれた各グループの観測点の地理分布に基づき、式(3)からもとめた $\delta_{\text{gradient}}^i$ の最小の方向に平行である流線として設定する。主経路は( $\delta^{18}O, \delta D$ )グラフ上のエンドメンバーとそのグループの観測点位置の近傍を通過すると考える。

## 3. 野外データのまとめ

### 3.1 酸素および水素の安定同位体比データ

地下水試水の採取は、湧水や常時移動している既存の井戸を対象として実施し、主要溶存成分濃度、酸素および水素の安定同位体比を測定した。2005年9月～11月に採水した26点の井戸を加えると、2002年～2005年間に採水し、測定した試水の数合計140となった。それらは、Ma12層以浅、Ma12層～Ma9層、Ma9層以深の3つのグループに分け、各々、第1層、第2層、第3層として区分して、解析する。図-3に採水点位置、図-4に採取した地下水の酸

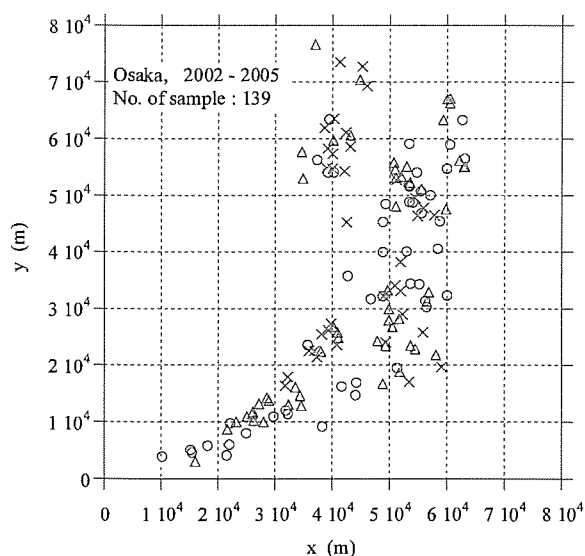


図-3 採水点位置

(○:第1層, ×:第2層, △:第3層)

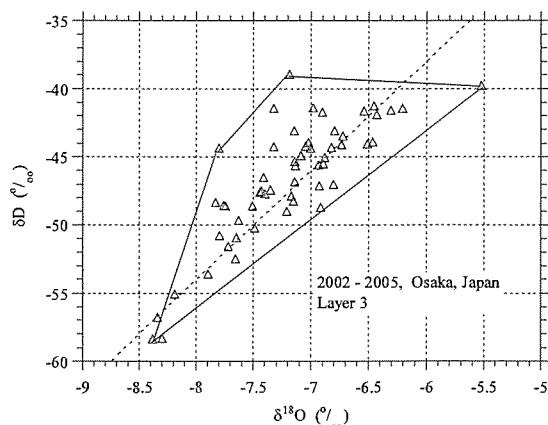
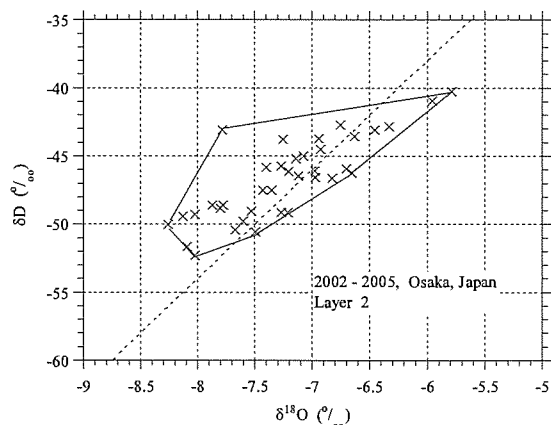
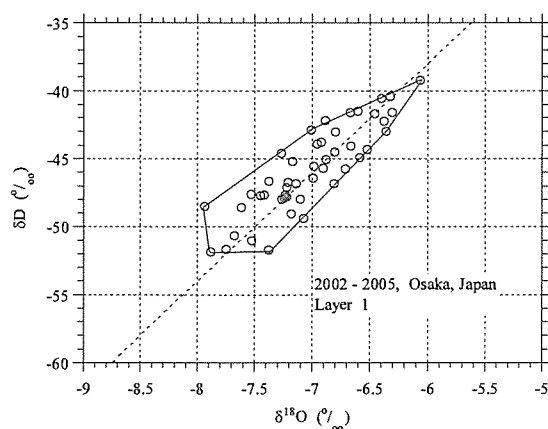
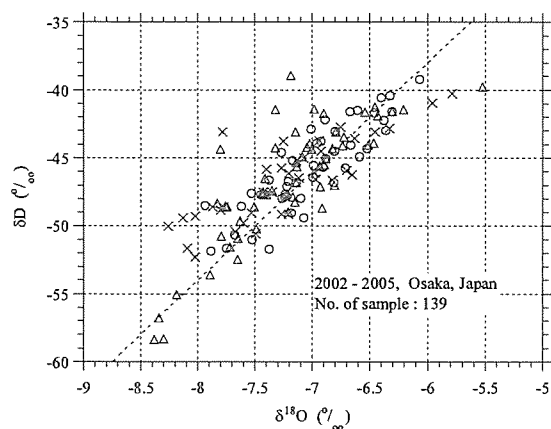


図-4 地下水の酸素と水素の安定同位体比の関係を示す。(左上):第1, 2, 3層全て, (右上):第1層, (左下):第2層, (右下):第3層。図中の破線は天水線<sup>6)</sup>, 直線はエンドメンバーを結ぶ線分を示す。第1, 2, 3層で, 各々, 5~6, 6, 4のエンドメンバーが識別される。(○:第1層, ×:第2層, △:第3層)

素と水素の安定同位体比の関係 ( $\delta$  グラフ) を天水線とともに示す。平野内の地下水は, おおむね天水起源と考えられるが,  $\delta^{18}\text{O}$  の高度効果から大阪平野の山地部で涵養された地下水の  $\delta^{18}\text{O}$  は7 パーミルより小さいと推定されるため<sup>2)</sup>, 半数近くのサンプル点では,  $\delta^{18}\text{O}$  の大きな重い地下水, 例えば海水との混合により形成された地下水の可能性もある。また, 第1, 2, 3層で, 各々, 5~6, 6, 4のエンドメンバーが識別される。すなわち, エンドメンバー数の涵養・流動経路の異なる水が各層で混合しているとみられる。

### 3.2 流動方向および経路の推定

式(3)で示される  $\delta^i_{\text{gradient}}$  が最小となる方向を各サンプル点  $i$  で求めた結果を図-5に示す。この  $\delta^i_{\text{gradient}}$  が最小となる方向は水の流動方向に平行であると仮定すると, 図-5から各層の地下水流動方向を推定できる。また, 図-6に各層の  $\delta^{18}\text{O}$  の空間分布を示す。これらから, 各層の特徴的な流動についてまとめると以下ようになる。



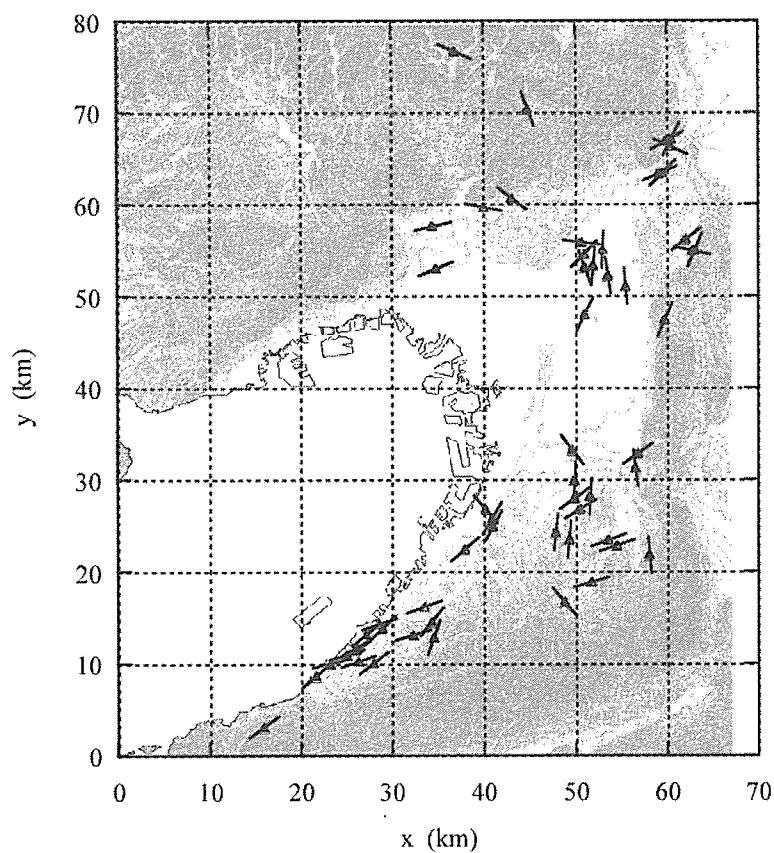
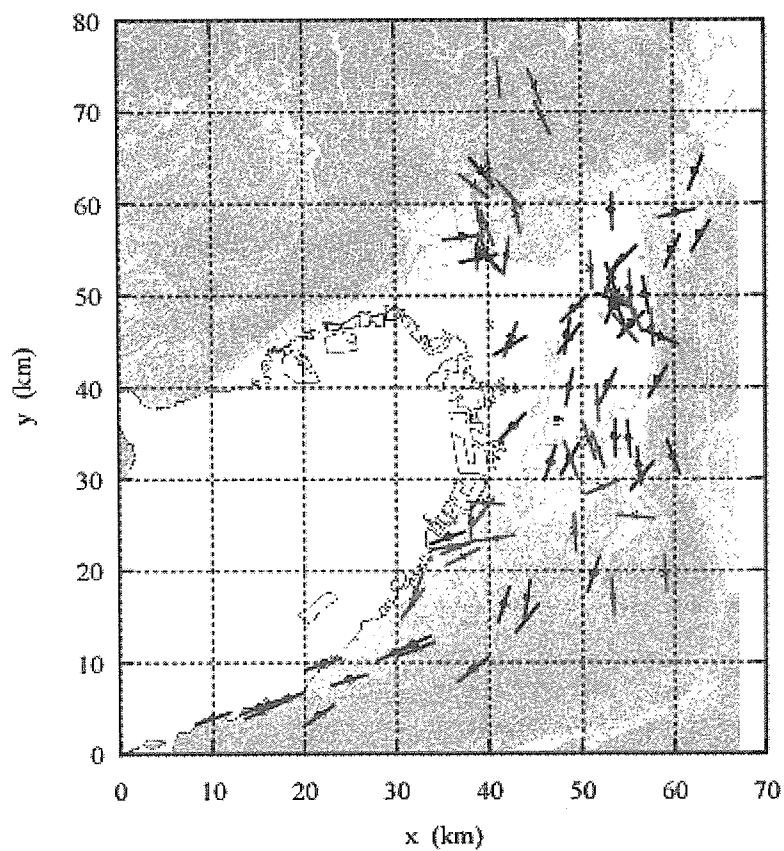


図-5 式(3)の  $\delta_{\text{gradient}}^i$  が最小となる方向を各サンプル点について示す.  $\delta_{\text{gradient}}^i$  が最小となる方向は水の流動方向に平行であると仮定すると, これらから各層の地下水流動方向を推定できる.  
(上: 第1, 2層, 下: 第3層) (○: 第1層, ×: 第2層, △: 第3層)

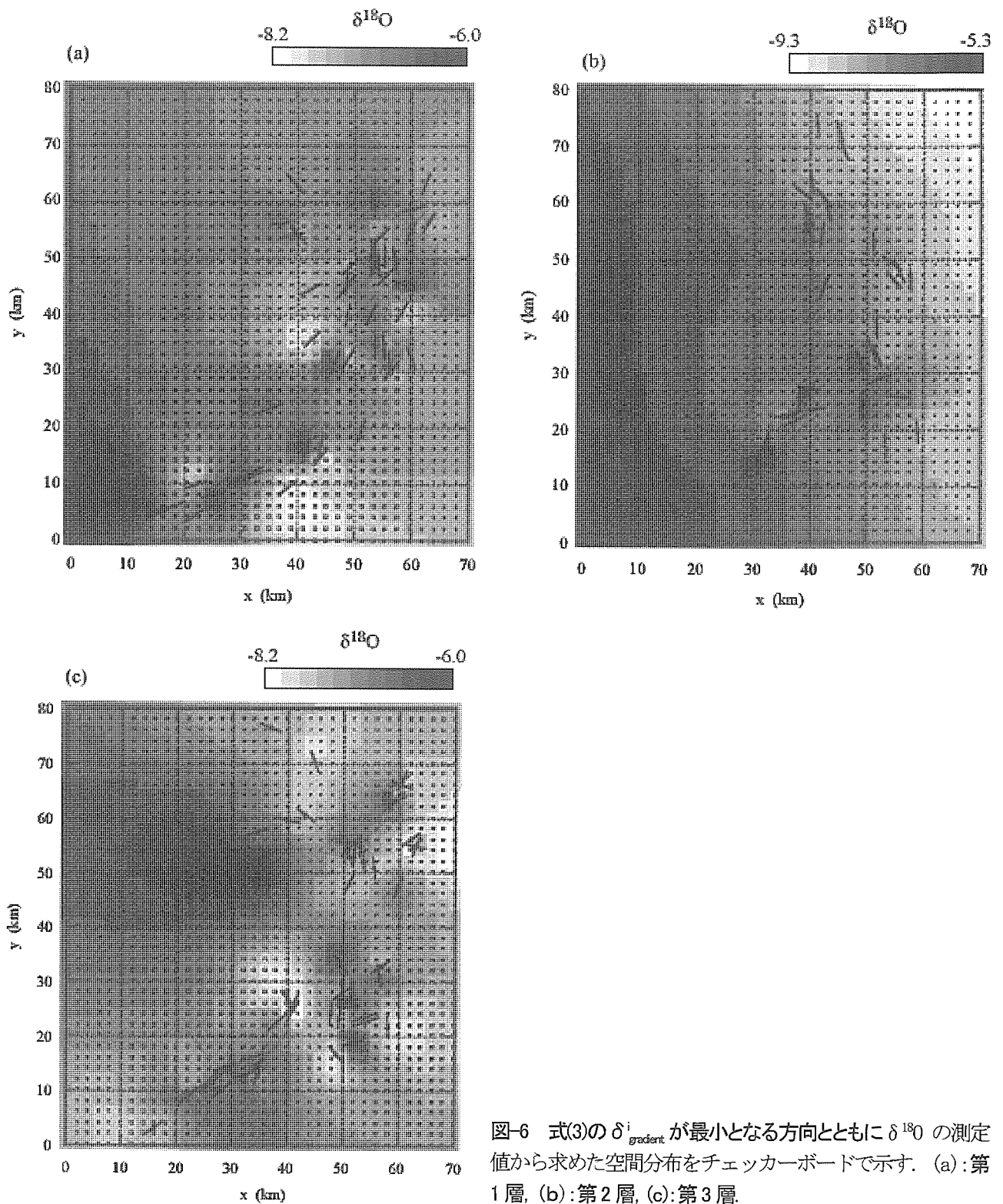


図-6 式(3)の  $\delta^{18}\text{O}_{\text{gradient}}$  が最小となる方向とともに  $\delta^{18}\text{O}$  の測定値から求めた空間分布をチェッカーボードで示す. (a):第1層, (b):第2層, (c):第3層.

$\delta^{18}\text{O}$  について-7パーミルを境にして大きいものを重い水、小さいものを軽い水とすると、第1層については、

- 1) 淀川に平行する北東方向の流動が海域から枚方、高槻にいたる北東方向にみられる。軽い水で占められた経路が形成されている（浅層では塩水侵入は生じていないと見られる）。
- 2) 上町台地の東側に南北方向に卓越方向をもつ流動がみられる。これらの流動は大和川とその以南に続いており、涵養源をその辺りに求められそうである。軽い水とやや重い水で占められた2経路が形成されている。
- 3) 大東、四条畷を中心とする淀川以南の大阪北東部に、他方向から向かう流動がみられる。揚水量の大きな領域

に相当していて、その影響で流動方向にばらつきがみられるものと考えられる。重い水が占めている。

- 4) 南西部地域の流動方向は、和泉山脈のトレンドの方向にあり、山地から平野に向かう流れとは無関係な流動傾向を示している。揚水の大きな領域にあるため、その影響を反映していると考えられる。重い水が占めている。一部、軽い水が海岸部に見られる。
- 5) 箕面・豊中・池田の平野北部地域は、北西方向の山地涵養域から平野に向かう流動（軽い水）と有馬一高槻構造線に平行な流動（重い水）が混在してみられる。

第2層については、

- 1) 2点しかないが、第1層の淀川に平行する北東方向の流動に調和的な流動がみられる。重い水（塩水）が海域から侵入している。
- 2) 平野の東側地域に、生駒・葛城山地に平行な南北方向に卓越方向をもつ流動がみられる。これらの流動は大和川とその以南に続いており、大和川と金剛・葛城山系、および和泉山脈にその涵養源を求められそうである。やや重い～重い水が占めている。
- 3) 第1層と同様に、揚水量の大きな領域に相当している大東、四条畷を中心とする淀川以南の大阪北東部に、北西～南北方向の流向をもつ流動がみられる。やや軽い～軽い水が占めている。
- 4) 平野南西部の高石～岸和田の地域では、北北東～東西方向に流向がばらついている。この地域も揚水の大きな領域にあるため、その影響を反映していると考えられる。やや重い～重い水が占めている。海岸部にやや軽い水が見られる。
- 5) 箕面・豊中・池田～平野北部地域は、北北西～北西方向の山地涵養域から平野に向かう流動が卓越してみられる。山側から海域に向かって、軽い水から重い水に変わっている。
- 6) 全体に重い水（海水）が海域より侵入しているような分布を取っている。

第3層については、

- 1) 寝屋川～大山崎にいたる地域に、第1層の淀川に平行する北東方向の流動に調和的な流動がみられる。重い水（塩水）が海域から侵入している。
- 2) 第2層と同様に、揚水量の大きな領域に相当している大東、四条畷を中心とする淀川以南の大阪北東部に、北西～南北方向の流向をもつ流動がみられる。淀川方向からの重い水と南側および生駒山からの軽い水が集まってきているようにみられる。
- 3) 平野南東部の羽曳野・富田林～南河内郡の地域では、南北～東北東に流向がばらついている。この地域も揚水の大きな領域にあるため、その影響を反映していると考えられる。重い水で占められている。
- 4) 第1層と同様に、平野南西部地域の流動方向は、和泉山脈のトレンドの方向にあり、山地から平野に向かう流れとは無関係な流動傾向を示している。やはり、揚水の大きな領域にあるため、その影響を反映していると考えられる。重い水が占めている。海岸部にやや軽い水が見られる。
- 5) 箕面・豊中・池田の平野北部地域は、北西方向の山地涵養域から平野に向かう流動と有馬一高槻構造線に平行な流動が混在してみられる。軽い水で占められている。南西方向の海域から重い水（海水）の侵入が見られる。
- 6) 北西方向（河内長野から堺方向）に山側から海域に向かう軽い水の経路がみられる。

#### 参考文献

- 1) 中屋眞司、三田村宗樹：水質からとらえた大阪平野の浅層地下水流動経路(予察的解析)、*地下水地盤環境に関するシンポジウム2002 発表論文集* pp.17-20, 2002.
- 2) 中屋眞司：地下水溶存成分から推定される大阪平野浅層地下水の涵養経路、*地下水地盤環境に関するシンポジウム2004 発表論文集* pp.135-140, 2004.
- 3) 地下水涵養研究委員会：大阪平野地下水涵養機構に関する研究 II. 涵養モデルの作業報告、*地下水地盤環境に関するシンポジウム2003 発表論文集* pp.65-79, 2003.
- 4) 地下水地盤環境に関する研究協議会地下水涵養研究委員会：大阪平野の広域地下水流動解析モデルと涵養機構、*平成17年地下水涵養研究委員会報告書* pp.122-156, 2005.
- 5) 中屋眞司・上杉健司・本館佑介（2005）、酸素と水素の安定同位体比を用いた地下水の流動経路分離法、*2005年日本地下水学会秋季講演会講演要旨*, 168-171.
- 6) Craig, H (1961), Isotopic variations in meteoric waters, *Science*, 133, pp.1702-1703.

## 1. はじめに

都市域の地下水資源の持続可能な利用と維持・管理を進めるにあたり、地下水の涵養・流動経路とともに滞留域を把握することは基本的で重要な課題である。特に、大阪平野は過去に過剰な揚水による水位低下とそれに伴う地盤沈下を経験し、海域からの塩水侵入も進んだ。最近、地下水位の回復とともに都市域の構造物の浮き上がりや地震時の液状化現象など、都市計画上の課題も浮上してきた。さらに、最も大きな問題は、将来、涵養された大阪平野内の浅層・深層の地下水がその不圧および被圧水位の上昇によって流動が変化し、都市域の地下水と溶存化学物質の海域への流出が想定されることで、有害化学物質の海洋への流出が懸念されるところである。

大阪平野の地下水の主要溶存成分や環境同位体の空間分布<sup>1,2)</sup>と三次元浸透流解析<sup>3,4)</sup>によれば、1) 現在の地下水は平野中央部に向かう流れが優勢で滞留傾向にあると考えられる。2) 山側から海底下の帯水層へ向かう流れは、北西部六甲山麓地域、南西部和泉山脈山麓地域に限られていると推定される。3) 沖積層の地下水は、湾岸部から内陸へ向かって下部の大阪層群へ流入する傾向がある。しかし、将来、懸念される都市域の地下水と溶存化学物質の海域への流出について想定しておくことは必要であろう。その意味で現状と将来の地下水流動状況や流動・涵養経路、いつごろ都市域の地下水溶存化学物質の海域への流出が生じるかを解明することは、重要課題と言えよう。

ここでは、2002年～2005年間に測定してきた地下水の化学データに基づき、地下水の涵養、流動、滞留状態について推定した結果を示す。

## 2. 測定データおよび結果

平野内の湧水や常時稼働している既存の井戸を対象として地下水試料の採取を実施し、主要溶存成分濃度、酸素および水素の安定同位体比、トリチウム濃度を測定した。2002年～2005年間に採水し、測定した試水の数は合計140となった。それらは、Ma13層以浅、Ma13層～Ma12層、Ma12層～Ma9層、Ma9層以深の各々、G1層、G2層、G3層、G4層の4つの帯水層グループに分けて解析する。採水点位置を図-1に、帯水層区分を図-2に示す。図-3に採取した地下水の酸素と水素の安定同位体比の関係（ $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  グラフ）を天水線<sup>5,6)</sup>とともに示す。図-4に山地部雨水涵養域で採取した表流水の $\delta^{18}\text{O}$ と標高の関係、図-5に $\delta^{18}\text{O}$ とトリチウム濃度(TU)の関係を示す。図-6には揚水量の分布を示す。図-7に主要溶存成分のヘキサダイアグラムを示す。図-8に $\delta^{18}\text{O}$ およびヒ素の空間分布をTUとともに示す。ヒ素データについては、平成17年度大阪府環境白書から106箇所を抜粋した。

## 3. 考 察

平野内の地下水は、おおむね天水起源と考えられるが、傾きが天水線よりもやや緩やかである。図-4に見られる $\delta^{18}\text{O}$ の高度効果から大阪平野の山地部で涵養された地下水の $\delta^{18}\text{O}$ は-7‰より小さいと推定されるため<sup>2)</sup>、平野内の半数近くのサンプル点は、涵養水より $\delta^{18}\text{O}$ の大きな重い地下水、例えば海水との混合により形成された地下水の可能性が示唆される(図-3)。また、地下水の同位体組成は $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  グラフの広い範囲に分布することから、涵養源や流動経路の異なる多数の地下水系が混合しているとみられる。なお、淀川と大和川の( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ )組成は各々、(-7.08‰, -40.4‰)および(-7.10‰, -43.9‰)であったことは、山地部涵養水の $\delta^{18}\text{O}$ は-7‰より小さいことを支持している。

$\delta^{18}\text{O}$ について山地部での涵養地下水の下限-7‰( $\delta^{18}\text{O}$ )を堺に、それより大きい水を重い水、小さい水を軽い水とすると、大阪平野の $\delta^{18}\text{O}$ の分布から、重い地下水が平野の広い領域に存在しており、その空間分布は揚水量の大きい箇所(図-6)と一致している。しかも、この重い地下水はNa-Cl型を示さない。このことは次のように考えられる。大阪平野は第2次世界大戦後から1960年代にかけて過剰揚水により地下水位が低下し、地盤沈下が生じるとともに塩水化も進行した地域である(鶴巻, 2003)。1962年に地下水取水規制が行われ、それ以降から地下水位は回復を続け、現在では元の地下水位にまで戻り、地盤沈下も見られなくなった。しかし、揚水によって引き起こされた塩水化地下水とは別に、かつての粘土層の圧密によってしぼり出された $\delta^{18}\text{O}$ の大きな重い地下水<sup>7)</sup>が今も滞留していることを暗示している。一方、 $\delta^{18}\text{O}$ の小さな軽い水は循環する流動水と考えられる。図-5に示したTUからみるとG1層、G2層、G3層の地下水およびG4層の一部の地下水は、広範囲の $\delta^{18}\text{O}$ に対し現在から30年の間の比較的若い年齢を示している。単純に $\delta^{18}\text{O}$ の大きな重い地下水が古く、 $\delta^{18}\text{O}$ の小さな軽い水が新しいということに

はなっていない。地下水の混合を暗示している。しかし、G4 層の一部に 50 年以上経過した古くて  $\delta^{18}\text{O}$  の小さな軽い地下水が見られる。以下に詳しく考察する。

### 3.1 主要溶存成分と酸素の安定同位体比の分布から見た地下水

大阪平野の地下水の塩水化については従来、多くの研究がなされている。塩水化が進行しているのは、上町台地の西側、及び東側と泉州地区に限られ局地的性が強い<sup>8)</sup>。鶴巻(1977)は、西大阪の塩水化は国内でも極めて大規模であり、海水との単純な混合とはみなし難い性質であると報告している<sup>9)</sup>。鶴巻(1991)は、東大阪の塩水化を半化石水的塩水によるものと報告している<sup>10)</sup>。また、地下水地盤環境に関する研究評議会(2002)は、泉州地区における塩水化を温泉(鉱泉)起源による塩水化と報告している<sup>11)</sup>。

#### (1) G1 層

G1 層は沖積層上層部にあたり、地下水も不圧状態で採水点深度も 3m~19m と浅いため、降雨や河川水、人間活動など種々の影響を受け易い。水質のみから流動について論じるのは困難であるので、水位や動水勾配などの物理データと比較することが必要であろう。

北部の涵養源に近い No.83 の  $\delta^{18}\text{O}$  値(-8.1‰)は、図-4 に示す高度効果から涵養域は 400m 程度に見積もられ、これは北摂山地の標高に近い。No.83 の地下水は北摂山地を涵養源として南に流動してきた水と考えられる。

同様に  $\delta^{18}\text{O}$  の高度効果を用いて上町台地東部の No.115 の涵養域を推定すると、その  $\delta^{18}\text{O}$  値(-7.6‰)から 200~250m になる。生駒山地の頂上標高が約 640m であることから、生駒山地の中腹で涵養した水が流動してきたと考えられる。また、No.115 から No.111 へと  $\delta^{18}\text{O}$  の小さい軽い水が帯状に分布しており、No.116( $\delta^{18}\text{O}$  値:-6.5‰)等の  $\delta^{18}\text{O}$  の大きい重い水の流動を抑制しているように見える。

上町台地の東側の No.12 は Na-HCO<sub>3</sub> 型の  $\delta^{18}\text{O}$  (-6.8‰)の大きい重い水、No.52 は Na-Cl-HCO<sub>3</sub> 型で  $\delta^{18}\text{O}$  (-7.0‰)のやや小さいやや軽い水である。塩素イオン濃度は、No.12 では 56.4ppm、No.52 では 103ppm である。両者は近傍にあるが、No.52 は上町台地東部に滞留している半化石的塩水(鶴巻, 1991)の可能性もある。水質からみると塩水と循環水が混合し長い期間に陽イオン交換を起こしたと考えられる。一方、No.12 は  $\delta^{18}\text{O}$  が-6.8‰と大きく、図4の高度効果から山地集水域の涵養水から大きく外れているので、涵養水が長期間あるいは長い経路を流動する過程で進化した水と考えるのは不自然である。それよりも粘土層に滞留して形成された Na-HCO<sub>3</sub> 型の重い地下水が、揚水によって絞り出された可能性の方が大きい。大和川中流の No.47 の  $\delta^{18}\text{O}$  値(-6.5‰)も高い値を示している。しかし、塩素イオン濃度は 32.6ppm と高くはなく、Na-Ca-HCO<sub>3</sub> 型を示す。No.47 と No.100 は似た主要溶存成分組成を示しているが No.100 の  $\delta^{18}\text{O}$  値が-7.2‰と大きな違いがみられる。したがって、No.47 では粘土層からしぼり出された水か、雨水浸透水あるいは蒸発作用を受けて  $\delta^{18}\text{O}$  値が大きくなった浸透水と大和川沿いを流動してきた No.100 の組成の地下水が混合しているのかもしれない。

和泉山地の No.36 から沿岸部の No.67 にかけて、 $\delta^{18}\text{O}$  の小さな領域が現れている。流動経路を形成しているように見える。No.36 と No.67 は Na-Cl-HCO<sub>3</sub> 型を示し、各々、 $\delta^{18}\text{O}$  が-7.9‰および-7.1‰の軽い水である。梶川(2004)は、大阪平野泉南地域、北摂地域の基盤岩から湧出している温・鉱泉水は Na-HCO<sub>3</sub> 型を示し、 $\delta^{18}\text{O}$  値は本研究の調査地域よりも軽い値を示すと報告している<sup>12)</sup>。No.36 はヘキサダイアグラム型の型、 $\delta^{18}\text{O}$  の両者から温・鉱泉水の影響を暗示している。No.36 と No.67 は温・鉱泉水と和泉山地で涵養された地下水とが混合していると考えられる。

南部臨海地域の極浅層(深度 3.5m~6m)に  $\delta^{18}\text{O}$  値の高い重い水が分布している ( $\delta^{18}\text{O}$  : No.31(-6.4‰), 90(-6.8‰), 118(-6.3‰))。Ca-HCO<sub>3</sub> 型を示し、ヘキサダイアグラムの型からは海水による塩水化の影響は見られない。この地域は揚水量の多い地域に一致している。よって  $\delta^{18}\text{O}$  値の大きい重い水は揚水が原因で粘土層からしぼり出された水かあるいは雨水浸透水である可能性がある。また、同地域の No.59, 60 ( $\delta^{18}\text{O}$  : No.59(-7.2‰), 60(-7.5‰)、(深度 5m~6m)) は沿岸部にもかかわらず、 $\delta^{18}\text{O}$  値の小さい軽い水が分布している。Ca-HCO<sub>3</sub> 型を示し、これらの軽い水は塩水化や温泉水の影響を受けていない循環水と考えられる。

No.125(深度 15m)は、59.9ppm の塩素イオン濃度を持つ Na-Cl 型のやや軽い水( $\delta^{18}\text{O}$  : -7.1‰)で、浸入した海水が  $\delta^{18}\text{O}$  = -7.1‰程度の地下水によって約 1/300 倍に希釈されたと考えると説明できる。

#### (2) G2 層

北摂山地の涵養源に近い No.84( $\delta^{18}\text{O}$  値:-8.0‰)の涵養域は、 $\delta^{18}\text{O}$  値の高度効果から北摂山地の標高に近い 300m~400m に求められる。No.83 と同様に北摂山地で涵養された水が流動してきたと考えられる。

大和川(河川水)の  $\delta^{18}\text{O}$  値(-7.10‰)流域の No.3(深度 10m)の地下水は Na-Cl-HCO<sub>3</sub> 型を示し、塩素イオン濃度は

720ppm と比較的高く、 $\delta^{18}\text{O}$  値(-7.9‰)が小さく軽い水である。一般的に標準海水の $\delta^{18}\text{O}$  値は0‰、塩素イオン濃度は19,000ppm であるので、No.3 の水は海水がおおよそ450m の山地で涵養された $\delta^{18}\text{O}$  値=-8.2‰の循環水によって1/27 に希釈された地下水とできる。ただし、水質型からわかるように主要成分では陰イオン過多でイオンバランスがとれていない。揚水によって浸入した海水が進退を繰り返し易く、水質が変動し平衡に達していないのかもしれない。大和川近傍であるのでその影響も考えられる。

上町台地の北東部に $\delta^{18}\text{O}$  値の高い重い水( $\delta^{18}\text{O}$  : No.14(-6.6‰), 78(-6.1‰))が分布している。これらは塩素イオン濃度はやや高いがNa-HCO<sub>3</sub>型の水である。この地域は揚水量が多く、かつMa13, Ma12 粘土層が分布している。一方、同地域のNo.136(深度10m)のように濃度の高いNa-Cl 型の地下水は $\delta^{18}\text{O}$ (-7.2‰)のやや軽い水となっている。この地域は半化石的塩水が滞留していると考えられている(鶴巻, 1991)。したがって、Na-Cl 型の軽い塩水は、塩水と山地で涵養した循環水が揚水により集められ混合したものとすると、元の塩水の塩素イオン濃度を19,000ppm として計算すると、1/86 倍に希釈されたことになる。一方、山地涵養水の $\delta^{18}\text{O}$  を-8.4‰として $\delta^{18}\text{O}$  から混合計算すると1/7 倍程度の希釈となる。仮に1/86 倍希釈が正しいとするとそれを達成するには $\delta^{18}\text{O}$  が-7.3‰のおおよそ標高100 mの山地涵養水によって希釈されたか、あるいは淀川の河川水( $\delta^{18}\text{O}$  : -7.08‰)を多量に引き込んだことになる。また、(I)で述べたように、Na-HCO<sub>3</sub> 型の高濃度の重い水(No.14, 78)は $\delta^{18}\text{O}$  が大きいので、図4 の高度効果から考えると山地集水域の涵養水( $\delta^{18}\text{O}$  < -7‰)から大きく外れているので、涵養水が長期間あるいは長い経路を流動する過程で進化した水と考えるのは不自然である。また、 $\delta^{18}\text{O}$  が大きい化石塩水と循環水の混合と考えるのも水質型が一致しない。前述のように、大阪平野泉南地域、北摂地域の基盤岩から湧出している温・鉱泉水はNa-HCO<sub>3</sub> 型を示すけれども、 $\delta^{18}\text{O}$  値は本研究の調査地域よりも軽い値を示す(梶川(2004))。それらよりも粘土層に滞留して粘土層の中でCa<sup>2+</sup>からNa<sup>+</sup>のイオン交換が生じて形成されたNa-HCO<sub>3</sub> 型の重い地下水が、揚水によって絞り出された可能性の方が大きい。

泉州地域のNo.65 に $\delta^{18}\text{O}$  値の大きい重い水とNo.120 のやや軽い水が分布している。採水深度が5m 程度と浅く、表層の影響を強く受けていると思われるが、No.65 はNa-SO<sub>4</sub>型で、No.120 はNa-HCO<sub>3</sub>型を示し、両者は停滞性の地下水と考えられる。

### (3) G3 層

淀川沿いのNo.9( $\delta^{18}\text{O}$  値:-)はNa-Ca-Cl 型の塩素イオン濃度が777ppm の比較的高濃度の地下水である。Cl濃度から海水が循環水によって25 倍に希釈された塩水化地下水であろう。揚水による海水浸入によって塩水化した地下水が帯水層中に滞留し、Na と Ca の陽イオン交換を起こしていると考えられる。

上町台地北東部のNo.51 にも163ppm の塩素イオン濃度を持つNa-Cl-HCO<sub>3</sub> 型の地下水が分布している。 $\delta^{18}\text{O}$  値は-7.4‰と低い値である。G2 層のNo.136 について述べたように、これは半化石的塩水が循環水により希釈され滞留しているものとみられる。元の化石塩水の組成を標準海水と同じと仮定すると、化石塩水がおおよそ150m の生駒山地で涵養された $\delta^{18}\text{O}$  値=-7.5‰の循環水によって1/120 に希釈された地下水とできる。

平野南西部のNo.128 は190ppm の塩素イオン濃度を持つCa-Cl 型の特異な地下水で、 $\delta^{18}\text{O}$  値(-5.8‰)は大きく、揚水量が大きい地域にあることから、海水浸入により塩水化され1/100 に希釈された地下水とみるよりは、粘土層からしぼり出された水かあるいは起源不明の温鉱泉水の影響を受けた地下水と考えるほうが妥当である。

大和川流域に分布するNo.28, 72 は $\delta^{18}\text{O}$  値(ともに-6.3‰)の高い重い地下水であるが、Ca-HCO<sub>3</sub> 型、Na-HCO<sub>3</sub> 型である。この地域は揚水量が多く、Ma9 層が分布することから、揚水によりしぼり出された水が滞留しているものとみられる。

泉州地域に分布するNo.40, 68 は $\delta^{18}\text{O}$  値の小さい軽い水で、Na-HCO<sub>3</sub> 型、Ca-HCO<sub>3</sub> 型を示す。これらは循環水であろう。平野北西部のNo.19 は $\delta^{18}\text{O}$  値(-6.2‰)の大きい重い水で、Na-Ca-HCO<sub>3</sub> 型を示す。粘土層からしぼり出された水が混合していると思われる。

### (4) G4 層

図-8(d)に示すように、和泉山地のNo.73 から沿岸部のNo.69, 91, 93 へ向かう北西方向の低 $\delta^{18}\text{O}$  帯が高 $\delta^{18}\text{O}$  帯の間に見られる。これらはNa-HCO<sub>3</sub> 型の水で、No.69 と No.73 は<0.3TU を示す少なくとも50 年以上経過した水である。この低 $\delta^{18}\text{O}$  帯に流動経路が形成されているものとみられる。

和泉山地から大和川流域にかけての南北の領域に $\delta^{18}\text{O}$  の大きい重い水が分布している(No. 45(-5.5‰), 46(-6.9‰), 99(-6.65‰), 101(-6.9‰), 48(-6.5‰))。この地域は揚水量が大きい。また、低濃度であってNa-Cl 型ではない。前述の議論から、この領域では粘土層からしぼり出された重い水が滞留しているとの見方ができる。



同様に、泉州地域に分布する重い水は Na-HCO<sub>3</sub> 型、Na-SO<sub>4</sub> 型で Na-Cl 型ではないことから、粘土層からのしぼり出された重い水と見られる。それに対し、No.87(深度 200m)は、Ca-Cl 型で  $\delta^{18}\text{O}$  値(-7.2‰)が小さい。温・鉱泉水の影響があると推察される。なお、No. 34 の Na-Mg-Cl-SO<sub>4</sub> 型の地下水は塩水化しているのであろう。

淀川以北に特異な地下水が見られる。No.17(深度 53m)は、Na-Ca-Cl 型で  $\delta^{18}\text{O}$  値(-7.6‰)が小さい。塩水化し滞留していると推察される。No.27(深度 80m)は高濃度の塩素イオンを持つ Ca-Cl 型の特異な地下水で  $\delta^{18}\text{O}$  値(-6.8‰)は大きく、揚水量が大きい地域にあることから、海水浸入により塩水化された地下水とみるよりは、起源不明の有馬一高槻構造線の影響を受けた地下水あるいは鉱泉水と考えるほうが妥当である。

上町台地の北東部には  $\delta^{18}\text{O}$  の小さい軽い水が分布している。No.50 と No.134 の  $\delta^{18}\text{O}$  値はそれぞれ -8.02‰ と -8.25‰ であり、 $\delta^{18}\text{O}$  の高度効果から 400m 程度で涵養された水と推定できる。後背地である生駒山地の頂上標高が約 640m であるから、生駒山地から流動してきた地下水に違いない。

TU から 50 年以上経過した古い水と判定された地下水(No. 69, 71, 73, 6, 79)は、 $\delta^{18}\text{O}$  が -7.8‰ ~ -7.3‰ の小さい値を示し、濃度が小さく Na-HCO<sub>3</sub> 型である。山地涵養域からのゆっくりした循環水とみられる。

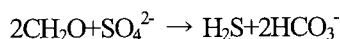
### 3.2 ヒ素(As)汚染

ヒ素は、環境中に比較的ありふれた元素であり、人為の如何によらず、環境水中に高濃度で含有される。しかし、人為が働くと規模が拡大する性質がある(益田, 2000)<sup>13)</sup>。ヒ素の地下水への溶出過程は様々であるが、地下水の化学的環境とそれに伴う微生物作用が高いウェイトを占めている。調査地域である大阪平野の周縁の丘陵地に分布する大阪層群の海成粘土には、黄鉄鉱としての硫黄含有量の多いものがある(市原ほか, 1971)<sup>14)</sup>。大阪平野におけるヒ素汚染を考える上で、海成粘土層は重要な要素と考える。ヒ素は、微量であっても長期にわたって摂取し続けると慢性毒性をもつことから、環境中での濃度が厳しく規制されている。WHO は 1993 年に基準を 10ppb 以下にするという勧告を出した。同年、我が国でも地下水質評価基準値が 50ppb から 10ppb に強化された。1997 年の地下水環境基準の設立に伴い、各地で飲料水の水質が見直されるたびに、基準値以上のヒ素が検出されて問題となっている。環境中でのヒ素の挙動を明らかにすることは、健全な地下水利用の観点から重要であると考えられる。

本節では、粘土層や  $\delta^{18}\text{O}$  の空間分布から大阪平野におけるヒ素の出現条件を考察する。

#### (1) G1 層

上町台地の西側と東側にヒ素濃度の高い地下水がみられる。この地点は Ma13 粘土層が薄い層厚で分布する地域にある。このうち、上町台地の東側の No.12 は Na-HCO<sub>3</sub> 型で  $\delta^{18}\text{O}$  の大きい重い水である。前述のように、粘土層からしぼり出された地下水と推定されること、水質型から停滞性であることから還元環境が暗示される。また、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 濃度が大きく、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 濃度が小さい。硫酸イオン(SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>)は、還元的環境下において有機物の存在のもとに、硫酸還元細菌の作用により重炭酸イオン(HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>)を生成する(次式)。



この地域の SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> と HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 濃度はこの反応を反映したものと考えると、この地点は還元的環境であると考えられる。この還元的環境は粘土層内で起こりやすい。還元的環境においては、中性あたりでもヒ素は粘土層内の酸化物や鉱物の分解に伴い地下水中に溶出し易いだろう(益田, 2000)<sup>13)</sup>。

上町台地西側と北摂地域の 5ppb 以上のヒ素の溶出要因については、データ不足のため考察できない。

#### (2) G2 層

上町台地北東部にヒ素濃度が 10ppb を超える地下水が分布している。この地域の Ma12 層及び Ma13 層は 5~10m で薄い。また、この領域の地下水は Na-HCO<sub>3</sub> 型を示し、停滞地下水であり、還元状態が形成されている。前述のように  $\delta^{18}\text{O}$  の大きく重い水で、揚水により粘土層からしぼり出された水と考えられる。したがって、ヒ素はこうした還元的環境において、中性あたりで粘土層内の酸化物や鉱物の分解に伴い地下水へと溶出したと考えられる。

上町台地西側の淀川河口域で 5~10ppb のヒ素を含む地下水については、データ不足のため考察できない。しかし、この地域に分布する Ma12 層及び Ma13 層も 5~10m で薄い点、揚水量が多い地域である点は、上町台地東部の 10ppb を超えるヒ素の出現条件と共通している。

#### (3) G3 層

上町台地の西側、及び東側に 10ppb 以上のヒ素濃度を持つ地下水が現れている。両地点に分布する Ma12、Ma9 粘土層の層厚は 5~10m と薄い。また、両地点とも揚水量の大きな領域にあるが  $\delta^{18}\text{O}$  は小さく軽い水である。データ不足から両者の水質から還元的環境を示す証拠は無く、考察できない。

北摂地域の高いヒ素濃度地下水の形成については、データ不足で不明ではあるが、伊藤ほか(2003)は、北摂地域の地下水中のヒ素濃度は、流路の黄鉄鉱に含有されるヒ素濃度に支配されると報告している<sup>15)</sup>。この地域の地下水の流動経路に黄鉄鉱が存在したかは不明であるが、黄鉄鉱の分解によるヒ素汚染の可能性が指摘される。

#### (4) G4層

淀川上流の有馬-高槻構造線沿い、北摂山地及び千里丘陵、及び泉州地域の沿岸部でヒ素濃度の高い地下水が分布している。いずれも粘土層の分布域で、かつ揚水量の大きな領域である。しかし、データ不足のため、その溶出機構は不明である。大野ほか(2002)は、大阪南部地域における大阪層群堆積物のヒ素の一次供給源は黄鉄鉱と推定されるが、地下水への溶出は、地下水の酸化還元状態に規制される水酸化鉄の安定性によっており、その酸化還元状態はバクテリアの活動と密接に関わっていると報告している<sup>16)</sup>。

## 4. まとめ

本研究は、大阪平野に分布する第四紀の帯水層から採水した水の主要溶存成分、酸素および水素の安定同位体比、トリチウム濃度、揚水地点の分布、および粘土層の分布と地質構造から地下水環境を検討した。さらに、ヒ素という自然汚染物質に注目し、地下水環境と汚染物質の分布との関係を検討した。以下に結果をまとめて示す。

- 1) 平野内の帯水層の地下水は、ほとんどが天水起源の水と考えられるが、山地部の涵養水の $\delta^{18}\text{O}$ が $-7.1\text{‰}$ より小さい(ここでは軽い水と表現する)のに対し、それより大きな(ここでは重い水と表現する)値を示す水が、ほぼ半数存在する。
- 2)  $\delta^{18}\text{O}$ の空間分布から、平野の広い領域に重い地下水が分布し、揚水量の大きな地域と一致している。これらの重い水は、 $\text{Na-HCO}_3$ 型を示し、停滞性の地下水である。粘土層から、かつての過剰揚水によってしぼり出された重い水が滞留していると考えられる。
- 3) 一方、揚水量の大きな地域に分布する $\text{Na-Cl}$ 型の軽い水は、上町台地東側の盆地の地層堆積時に取り残された帯水層中の化石塩水あるいは浸入した海水が、山地で涵養した循環水により希釈された水であると考えられる。
- 4)  $\delta^{18}\text{O}$ の小さい軽い水のうち $\text{Na-HCO}_3$ 型の水は、山地で涵養した後長い経路を流動してきた循環水と考えられる。
- 5) 環境基準を超える濃度のヒ素汚染水のいくつかは、 $\text{Na-HCO}_3$ 型の $\delta^{18}\text{O}$ の大きい重い水の分布域にみられ、還元的环境下で溶出した粘土層内のヒ素を含む水が揚水によってしぼり出されたものと考えられる。これらの地点は、地下水の停滞域にあって、粘土層の層厚が比較的薄い箇所にあたるのが特徴的である。

## 謝 辞

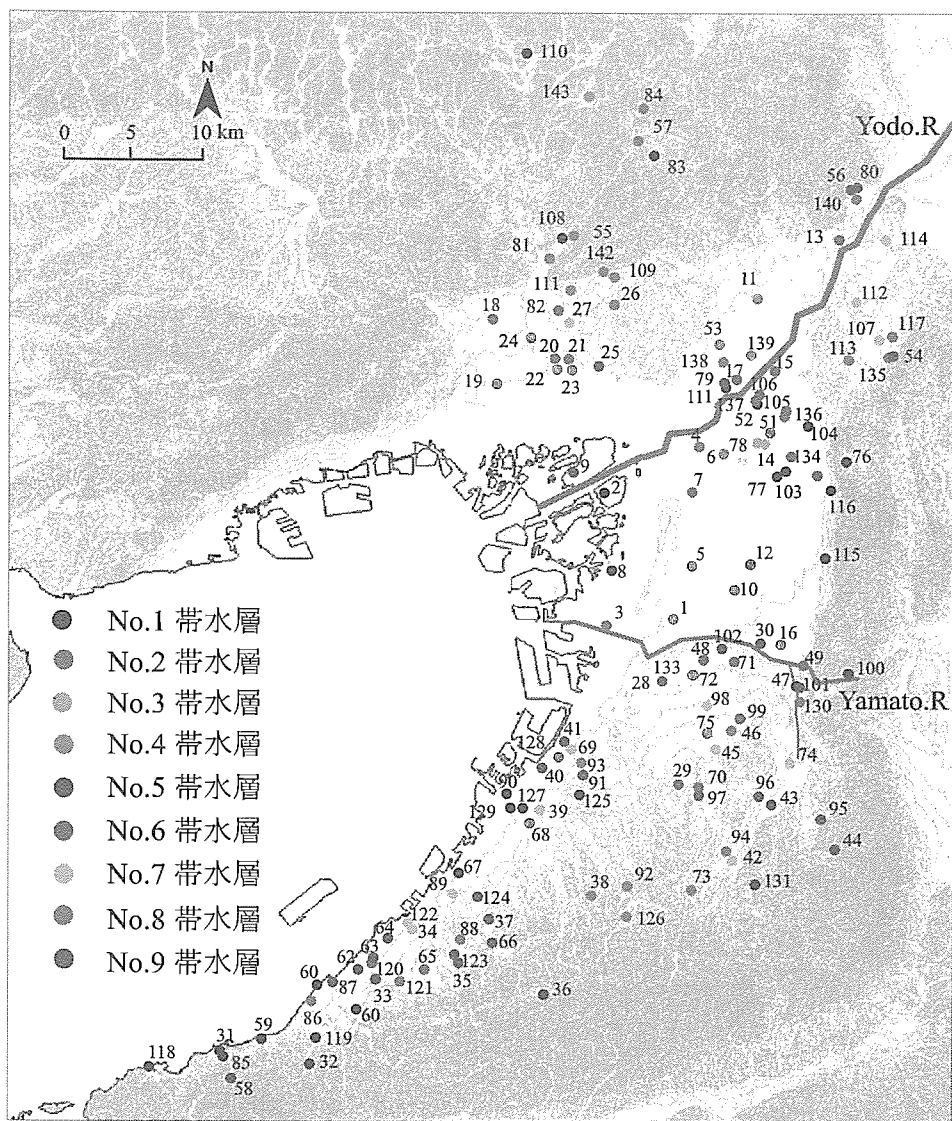
大阪平野における地下水採取に際し、大阪府環境情報センターの方々、国土交通省近畿地方整備局淀川河川事務所、同猪名川河川事務所、同大和川河川事務所をはじめ、関係各所の方々にご協力を頂きました。ここに深く感謝致します。大阪平野の地層構造について、大阪市立大学理学研究科の三田村宗樹准教授に資料を提供して頂きました。地下水の水質分析の一部は、大阪市立大学理学部地球学科の益田晴恵教授のご協力により、同校の施設を利用して頂き、様々なアドバイスを頂きました。酸素および水素の安定同位体比は、岡山大学固体地球センターにおいて測定させて頂きました。同センターの日下部実元教授、野儀多鶴恵氏、また、現在、広島大学大学院理学研究科地球惑星システム学専攻博士課程後期の板井啓明氏には、同センター在籍時に同位体測定に際し様々なアドバイスを頂きました。実験とデータ整理は、信州大学大学院工学研究科の上杉健司氏、本舘佑介氏に手伝っていただきました。以上の方々に深く感謝致します。なお、本研究の一部は、文部科学省科学研究費補助金基盤研究B(代表：村岡浩爾、課題番号14350261)にサポートされている。

## 参考文献

- 1) 中屋眞司, 三田村宗樹: 水質からとらえた大阪平野の浅層地下水流動経路(予察的解析), 地下水地盤環境に関するシンポジウム2002 発表論文集, pp.17-20, 2002.
- 2) 中屋眞司: 地下水溶存成分から推定される大阪平野浅層地下水の涵養経路, 地下水地盤環境に関するシンポジウム2004 発表論文集, pp.135-140, 2004.
- 3) 地下水涵養研究委員会: 大阪平野地下水涵養機構に関する研究 II. 涵養モデルの作業報告, 地下水地盤環境に関するシンポジウム2003 発表論文集, pp.65-79, 2003.



- 4) 地下水地盤環境に関する研究協議会地下水涵養研究委員会：大阪平野の広域地下水流動解析モデルと涵養機構，平成 17 年地下水涵養研究委員会報告書，pp.122-156, 2005.
- 5) Craig, H : Isotopic variations in meteoric waters, *Science*, 133, pp.1702-1703, 1961.
- 6) Matsubaya O., Sakai H., Kusachi I. And Satake H.: Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water system, *Geochemical J.*, 7, 123-151, 1973.
- 7) 酒井 均, 松久幸敬: 安定同位体地球化学. 東京大学出版会, 101, 1996.
- 8) 鶴巻道二: 大阪平野における被圧地下水の塩水化について. 地下水技術, **34**, 37-50, 1992.
- 9) 鶴巻道二: 大阪地盤, 土木工学会発行, 55-93, 1997.
- 10) 鶴巻道二: 大阪盆地の地下水と温泉. 関西の大深度地盤特性講演シンポジウム, 29-44, 1991.
- 11) 地下水地盤環境に関する研究評議会(1998-2002): 地下水情報に関する報告書.
- 12) 梶川由紀子: 大阪府下に分布する温泉水の起源と化学的特徴 2004 年度大阪市立大学卒業論文, 2004.
- 13) 益田晴恵: 地殻表装付近のヒ素の挙動と地下水汚染の拡大機構. 日本地下水学会誌, **42**, 295-313, 2000.
- 14) 市原 実・吉川周作・三田村宗樹・水野清秀・林 隆夫: 12 万 5 千分の 1「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」. アーバンクボタ, 30 号, 1991.
- 15) 伊藤浩子, 益田晴恵, 日下部実: 大阪北摂地域における地下水のヒ素含有量とその要因. 地下水学会誌, **45**, 3-18, 2003.
- 16) 大野雅子・益田晴恵・日下部実: 大阪府南部地域における地下水中のヒ素濃度変化とその原因. 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, B006-P012, 2002.

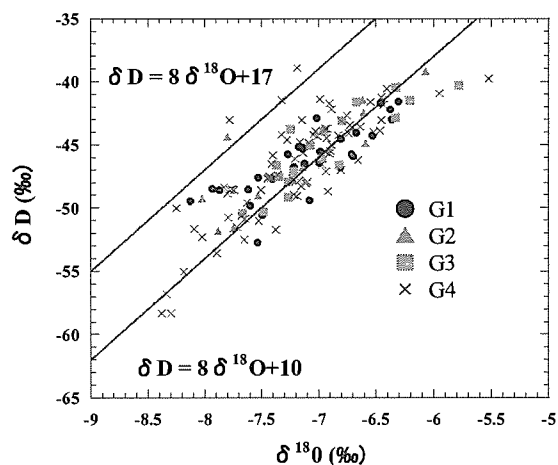


図一1 採水点位置(2002~2005).

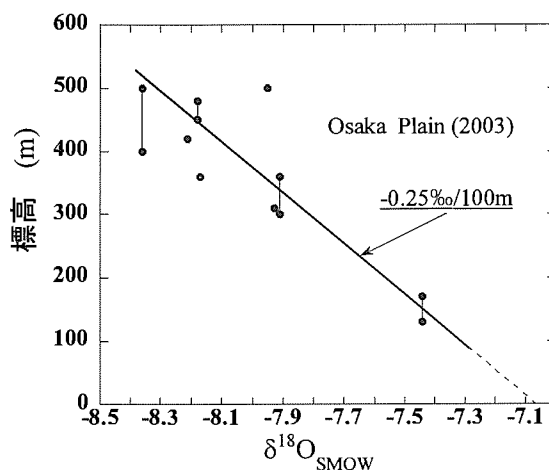
層序区分		区分	Group
沖積層	上部層	No.1層	G1
	中部粘土層(Ma13層)		
	下部層	No.2層	
上部洪積層	最下部層	No.3層	G2
	天満層 (第1洪積砂礫層)	No.4層	
	Ma12層		
	第2洪積砂礫層		
	Ma11層		
大阪層群	第3洪積砂礫層	No.5層	G3
	Ma10層		
	Ma9層		
	Ma8層		
	Ma7層	No.6層	
	Ma6層		
	Ma5層		
	Ma4層	No.7層	
	Ma3層		
	Ma2層		
基盤岩	Ma1層	No.8層	G4
	Ma0層		
		No.9層	

海成粘土層

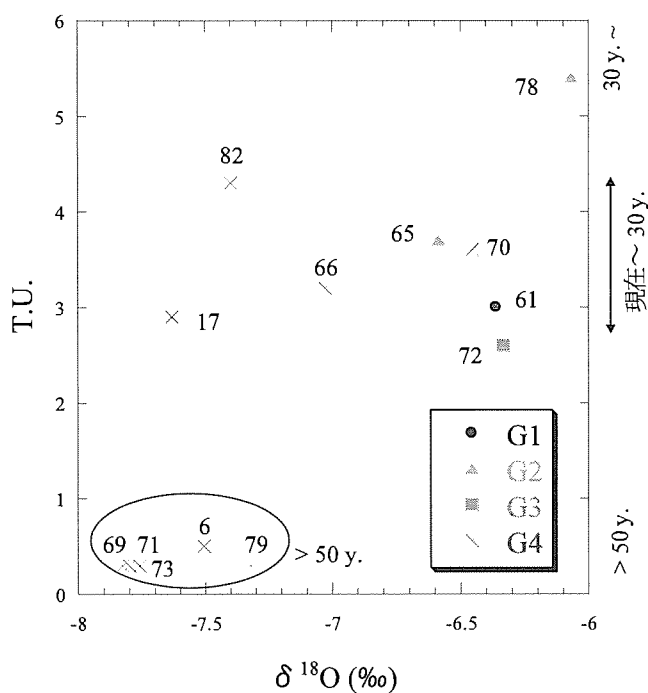
図一2 帯水層区分



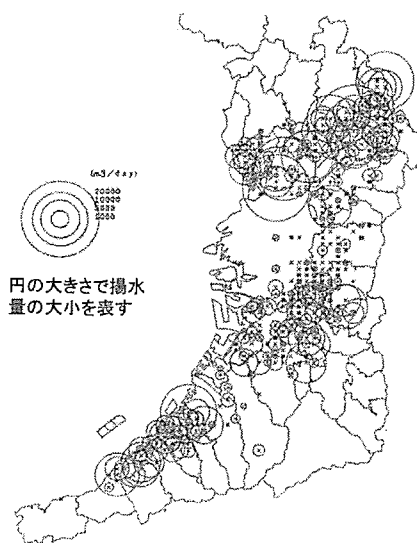
図一3 採取した地下水の酸素と水素の安定同位体比の関係 ( $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  グラフ)を天水線<sup>5),6)</sup>とともに示す。



図一4 山地部雨水涵養域で採取した表流水の  $\delta^{18}\text{O}$  と標高の関係

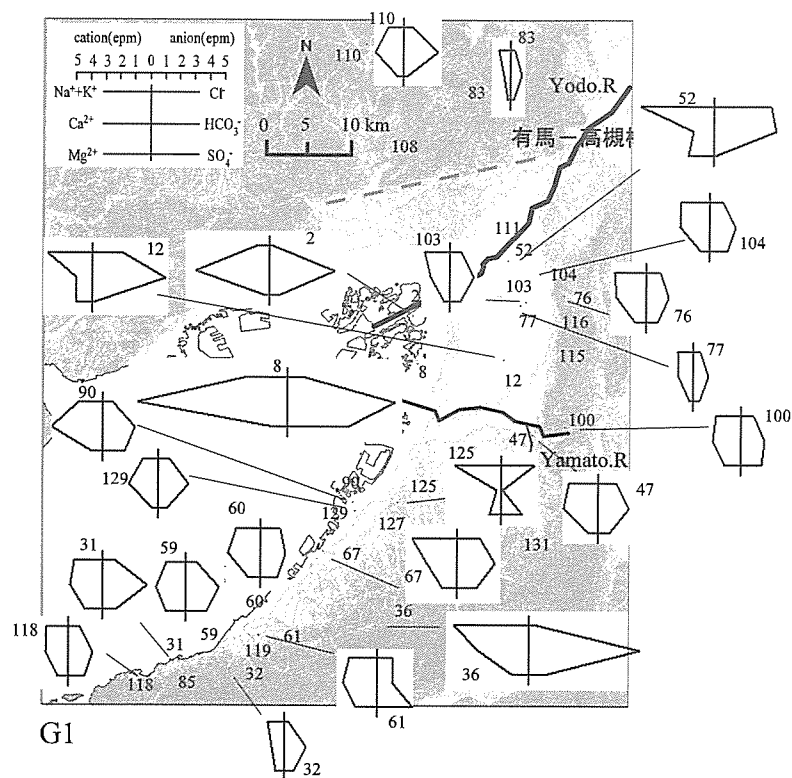


図一5  $\delta^{18}\text{O}$  とトリチウム濃度(TU)の関係



図一6 年平均揚水量の分布(1990)

(a)



(b)

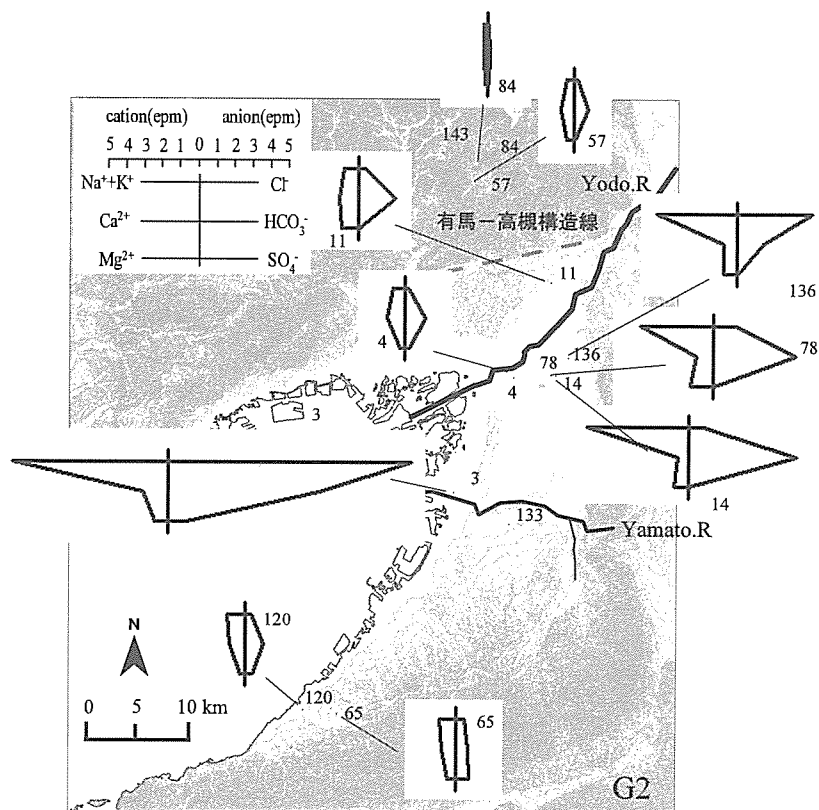
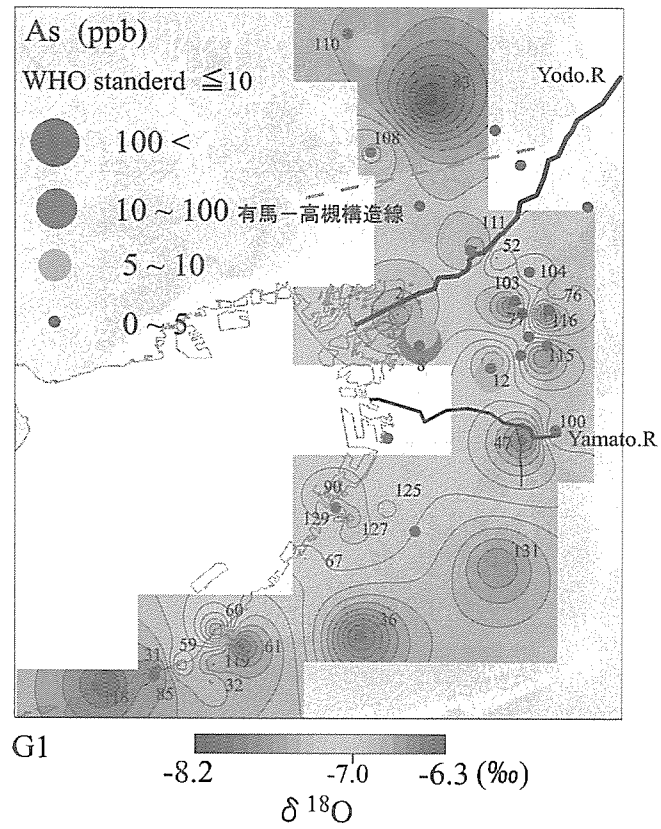


図-7 主要溶存成分のヘキサダイアグラム(2002~2005). (a) G1, (b) G2.



(a)



(b)

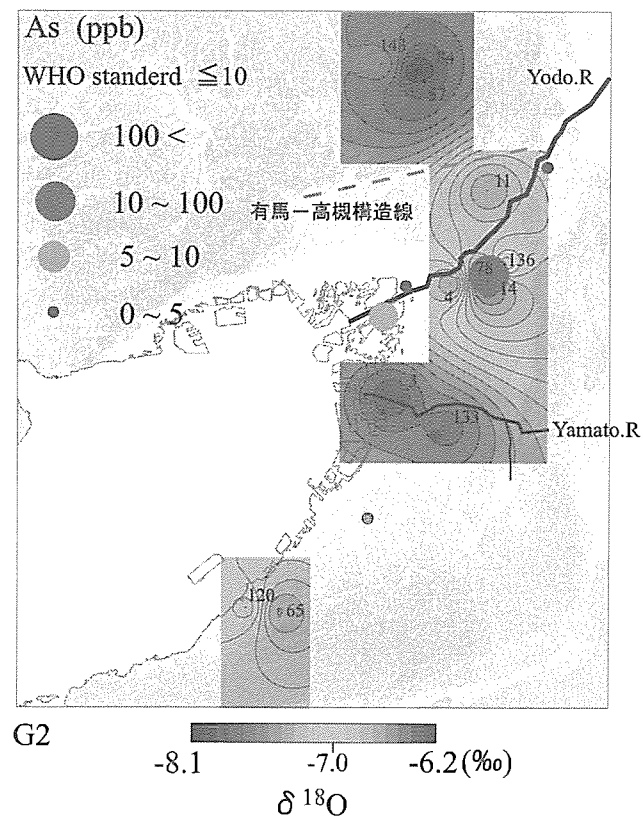
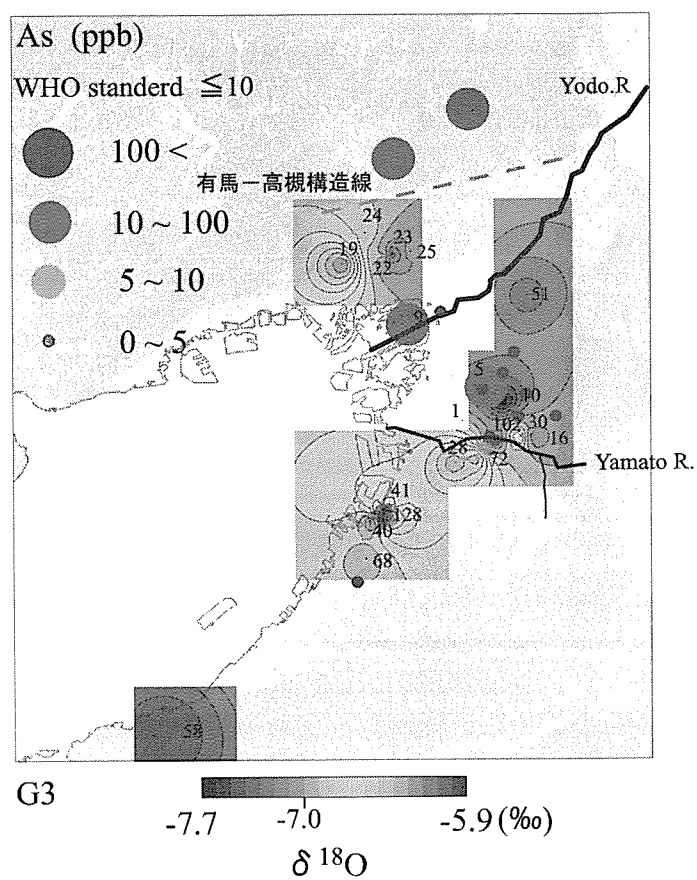


図-8  $\delta^{18}\text{O}$  およびヒ素の空間分布を TU とともに示す (2002～2005). (a) G1, (b) G2

(c)



(d)

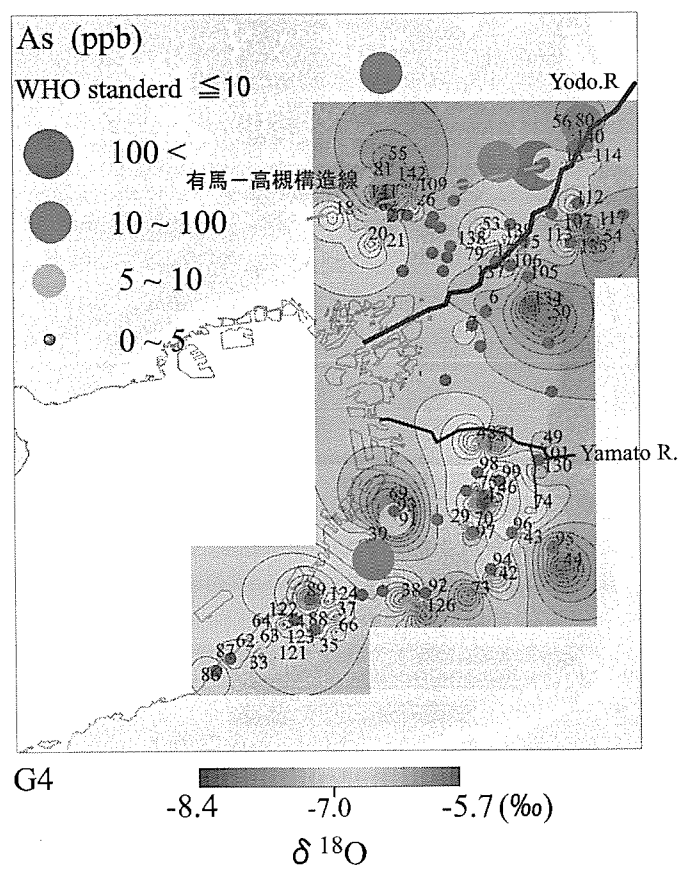


図-8  $\delta^{18}\text{O}$  およびヒ素の空間分布を TU とともに示す (2002~2005). (c) G3, (d) G4

# タンクモデルを用いた大阪平野の地下水循環の分析

岐阜大学産官学融合センター 神谷浩二

## 1. まえがき

大阪平野では、'60年代に地下水揚水量が規制されて以降、地下水位は回復し近年でも微量ながら上昇を継続している。本報告は、将来の地下水の量的管理（揚水量管理）手法への指針を見出すために、タンクモデル<sup>1)</sup>を用いて、大阪市地域における地下水循環（水収支）をマクロ的に究明したものである。対象域の主要帯水層および大河川・海のそれぞれをタンク表現して、揚水量等の観測値を用いて算定した地下水位と観測地下水位とを同定させながら、タンク間の流入出量を推定することによってタンクモデルを構築した。特に、その同定とパラメータ推定の安定性とのトレードオフの問題を解決するため、赤池情報規準<sup>2)</sup> (Akaike's Information Criterion. 以下、AIC と略称する) を適用することによってモデルの最適化を図っている<sup>3)</sup>。そして、構築したタンクモデルに基づいて地下水循環の特徴や河川・海による地下水への影響を考察した。

## 2. 対象地域のタンクモデル表現

### 2. 1 対象地域とその区分

本報告では、図-1に示すように、大阪市とその周辺市地域を対象とした。淀川の北部地域、淀川と大和川に挟まれた範囲で上町台地の西部地域と東部地域、大和川の南部地域の4つの領域に区分する。更に、帯水層を浅い沖積層（第1洪積砂礫層を含む）と深い大阪層群砂礫層に大別して、帯水層を計8つのタンクによって表現する（図-1のタンク番号1~8において、奇数は沖積層、偶数は大阪層群を指す）。一方、大和川、大阪湾、淀川のそれぞれは水位（水頭）境界を与えるタンク（順に番号9, 10, 11）として扱った。

### 2. 2 タンクモデル

図-2に示すように、対象地域を11個のタンクと23個の未知パラメータ（タンク間の流入出量に関わる透水量パラメータ  $k$  が20個、対象領域外からの流入量に関するパラメータ  $q$  が3個）のそれぞれによってタンクモデル表現した。タンク間の流れ方向（矢印方向）は、後述する観測地下水位、河川水位、潮位の水位差に基づき決定した（後述の図-3~5参照）。また、タンク2（北部・大阪層群砂礫層）とタンク4（西部・大阪層群砂礫層）に関する月平均地下水位変動の傾向はかなり類似していることが認められたため、図-2のように両者を一つのタンクとして表現することとした。なお、図-2に記した  $Q$  は揚水量、 $P$  は降水量、 $q$  は対象領域外からの流入量に関するパラメータ、 $k$  はタンク間の透水量パラメータである。

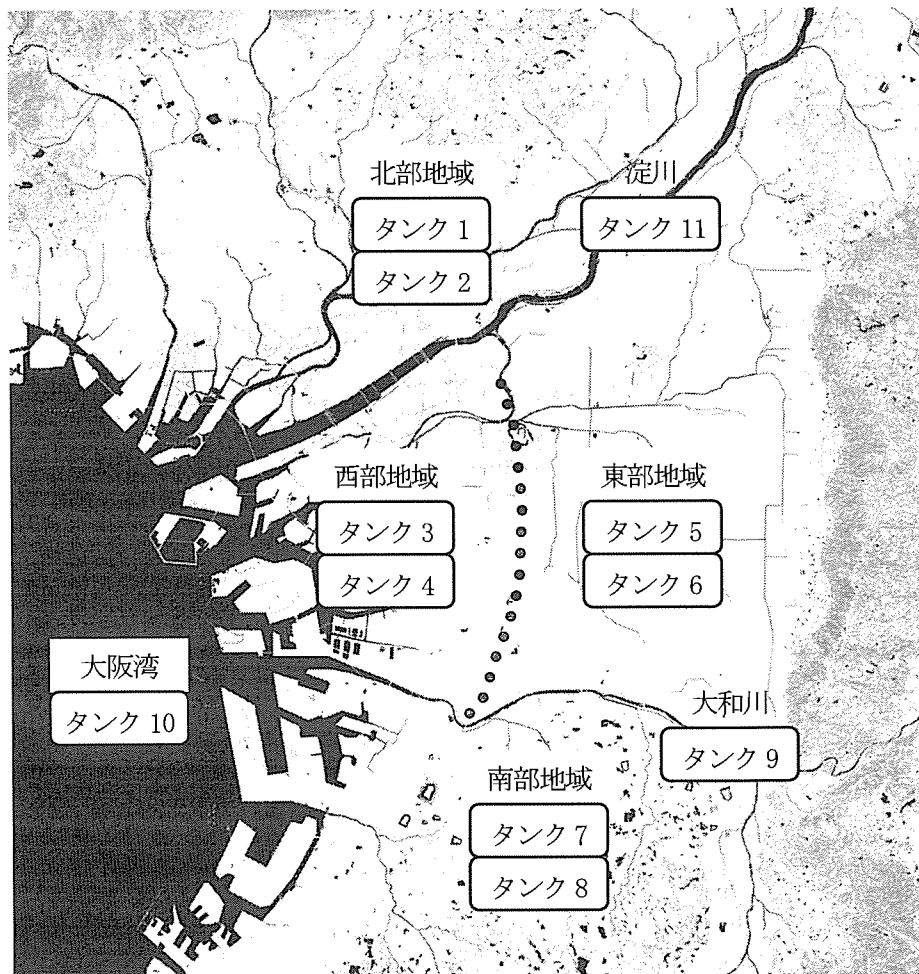
さて、図-2に基づいて、タンクモデルによる支配方程式は次のように表現できる<sup>1)</sup>。

$$X_i(t + \Delta t) = [I_{ij}(t) + x_{ij}(t) + P_i(t) - Q_i(t) + q_i] \Delta t + X_i(t) \quad (i \neq j) \quad (1)$$

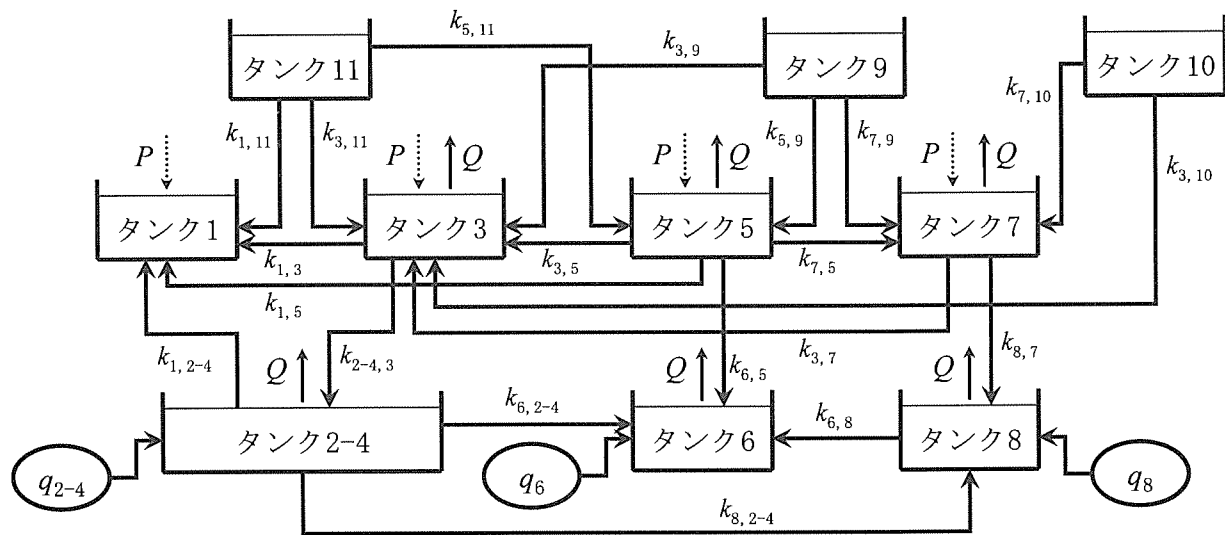
$$I_{ij} = \sum_{j=1}^M k_{ij} \left[ H_j(t) - \frac{X_i(t)}{n_i A_i} \right], \quad x_{ij}(t) = \sum_{j=1}^{M-1} k_{ij} \left[ \frac{X_j(t)}{n_j A_j} - \frac{X_i(t)}{n_i A_i} \right], \quad P_i(t) = c_i A_i R_i(t) \quad (2)$$

ここで、 $X_i(t + \Delta t)$  ( $\text{m}^3$ ) は時刻  $(t + \Delta t)$  (month) でのタンク  $i$  の貯留量 ( $\Delta t$  (month) は時間ステップである)、 $I_{ij}(t)$  ( $\text{m}^3/\text{month}$ ) は時刻  $t$  (month) での河川・海 (タンク  $j$ ) から帯水層 (タンク  $i$ ) への流入量、 $x_{ij}(t)$  ( $\text{m}^3/\text{month}$ ) は時刻  $t$  でのある帯水層 (タンク  $j$ ) からある帯水層 (タンク  $i$ ) への流入量、 $P_i(t)$  ( $\text{m}^3/\text{month}$ ) は時刻  $t$  での帯水層 (タンク  $i$ ) への降水流入量、 $Q_i(t)$  ( $\text{m}^3/\text{month}$ ) は時刻  $t$  での帯水層 (タンク  $i$ ) からの揚水量、 $q_i$  ( $\text{m}^3/\text{month}$ ) は対象領域外からの帯水層 (タンク  $i$ ) への流入量、 $X_i(t)$  ( $\text{m}^3$ ) は時刻  $t$  でのタンク  $i$  の貯留量、 $l$  は河川や海に関するタンクの全数、 $k_{ij}$  ( $\text{m}^2/\text{month}$ ) はタンク  $i$  とタンク  $j$  の間の透水量パラメータ、 $H_j(t)$  (m) は時刻  $t$  での河川・海 (タンク  $j$ ) の水位 (水頭)、 $n_i$  は帯水層 (タンク  $i$ ) の地盤の間隙率 (本報では  $n=0.3$  と仮定)、 $A_i$  ( $\text{m}^2$ ) は帯水層 (タンク  $i$ ) の面積であり区分した各領域の面積、 $M$  はタンクの全数、 $c_i$  は帯水層 (タンク  $i$ ) への降水浸透率 (本報では  $c=0.03$  と仮定<sup>4)</sup>)、 $R_i(t)$  (m/month) は時刻  $t$  での帯水層 (タンク  $i$ ) における降水量である。





図ー１ 対象地域における領域区分とタンク表現



$Q$ : 揚水量,  $P$ : 降水量,  $q$ : 対象領域外からの流入量に関するパラメータ,  $k$ : タンク間の透水量パラメータ

図ー２ 対象地域におけるタンクモデル

一方、時刻  $t$  でのタンク  $i$  の水位の計算値  $h_i(t|\theta)$  ( $\theta$  はパラメータベクトル) を次式で定義する。

$$h_i(t|\theta) = \frac{X_i(t|\theta)}{n_i A_i} \quad (3)$$

ここで、 $X_i(t|\theta)$  はパラメータベクトル  $\theta$  を与えたときの時刻  $t$  でのタンク  $i$  の貯留量

### 2. 3 各タンクにおける地下水位とその影響要因データ

本報告では、'87～'91 年の 5 年間を対象期間とした。帯水層タンク（図－1 や図－2 のタンク番号 1～8）について、使用する地下水位データ（O.P.m）は、各帯水層における幾つかの観測井による月平均地下水位データ<sup>5)</sup> を平均したものである。図－3 には、各タンクについて、観測された月平均地下水位とその平均値の変動を示した。沖積層のタンク（番号 1, 3, 5, 7）では夏頃に水位上昇し冬場に低下する傾向にあり、大阪層群砂礫層のタンク（番号 2-4, 6, 8）では人工的な影響とみられる不規則な季節変動が認められるが、いずれも長期的には 0.01 m/month 程度で水位上昇する傾向にある。

一方、タンク 9 と 11 で使用する河川水位（O.P.m）はそれぞれ、大和川（タンク 9）では堺および香が丘観測所での月平均河川水位データを平均したものであり、淀川（タンク 11）では福島および毛馬観測所での平均値である。図－4 には各タンクについて観測された月平均河川水位とその平均値の変動を示し、また、図－5 には大阪湾（タンク 10）における月平均潮位（O.P.m、大阪管区気象台・大阪検潮所）を示した。いずれも降水等の影響による季節的な変動を示すが、0.001 m/month で水位上昇する傾向である。

次に、図－6 は、帯水層タンク 1～8 における各月の日平均揚水量 (m<sup>3</sup>/day) の経年変化を示したものであり、これは、公表されている深度別揚水量<sup>6)</sup> を用いて深度 30m 以浅の揚水量は沖積層からのものとし 30m 以深は大阪層群からのものとして整理したものである。沖積層（タンク番号 1, 3, 5, 7）での揚水量に較べると大阪層群砂礫層（番号 2-4, 6, 8）でのものは 10～100 倍程度多い。

また、図－7 は、沖積層タンク 1（大阪管区気象台・豊中観測所）、3（大阪観測所）、5（生駒山観測所）、7（堺観測所）に関する月総降水量 (mm/month) の経年変化を示したものである。いずれも夏頃に多くなり、その時期の降水量は豊水年で最大 500mm 程度、渇水年で最大 200mm 程度である。

## 3. タンクモデルの最適化手法

### 3. 1 モデル選定とパラメータ推定

上述の式(1)に基づき、河川水位や潮位（図－4、図－5）、揚水量（図－6）、降水量（図－7）の観測データを用いて計算される地下水位と観測地下水位（図－3）とを同定させながら、タンクの流入出量に関わる未知パラメータ  $k$  や  $q$  を推定し、更にはその中から流入出量が支配的であるパラメータを抽出することによって、最適なタンクモデルを構築した。

ある月  $r$  におけるタンク  $i$  の水位の観測値  $h_{ir}^*$  と計算値  $h_{ir}(\theta)$  を次の関係で定義する。

$$h_{ir}^* = h_{ir}(\theta) + \xi_{ir} \quad (4)$$

ここで、 $\xi_{ir}$  は誤差であり正規分布  $(0, \sigma_{\xi}^2)$  に従う。この式(4)に基づいて、 $\theta$  の最大尤度推定値  $\hat{\theta}$  は、次の目的関数  $J(\theta)$  を最小にすることによって得られる。

$$J(\theta) = \sum_{r=1}^L \left[ \sum_{i=1}^{M-1} (h_{ir}(\theta) - h_{ir}^*)^2 \right] \quad (5)$$

ここで、 $L$  は観測値のデータ数（月数）である。そして、計算地下水位と観測水位の適合度は、次式で表す平方平均二乗誤差 RMSE によって評価する。

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{J(\theta)}{n^*}} \quad (6)$$

ここで、 $n^*$  は観測値の全データ数であり、 $n^* = L(M-1)$  である。

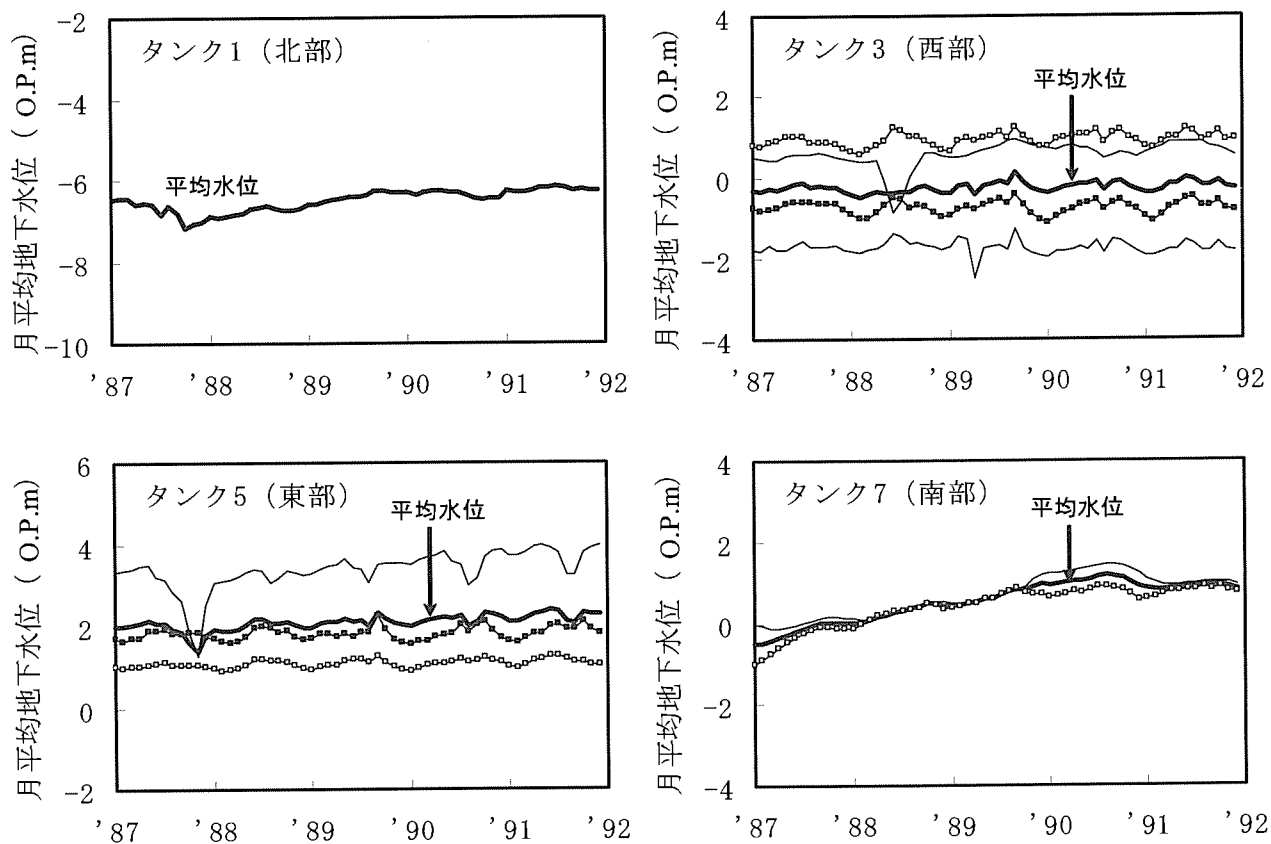


図-3(a) 沖積層 (タンク 1, 3, 5, 7) における月平均地下水位

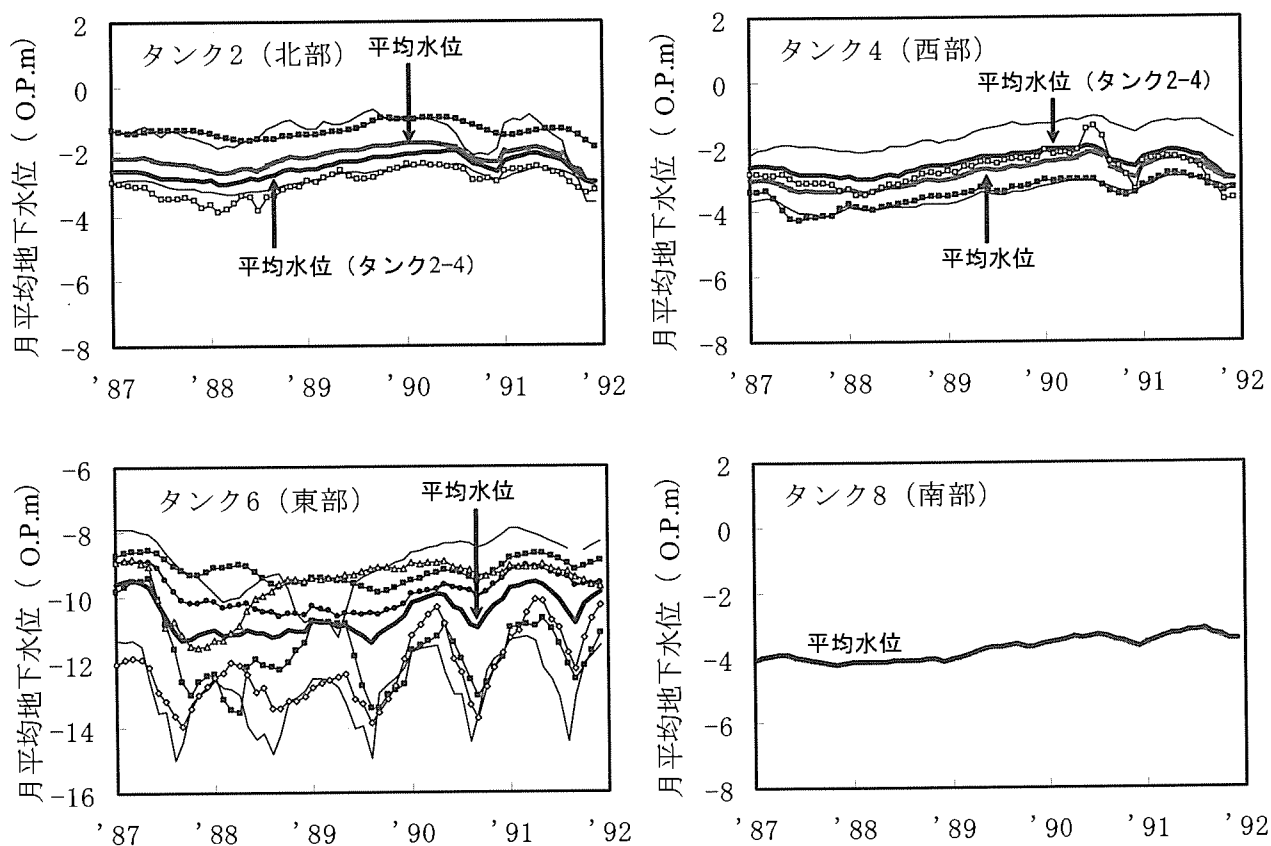


図-3(b) 大阪層群砂礫層 (タンク 2, 4, 6, 8) における月平均地下水位

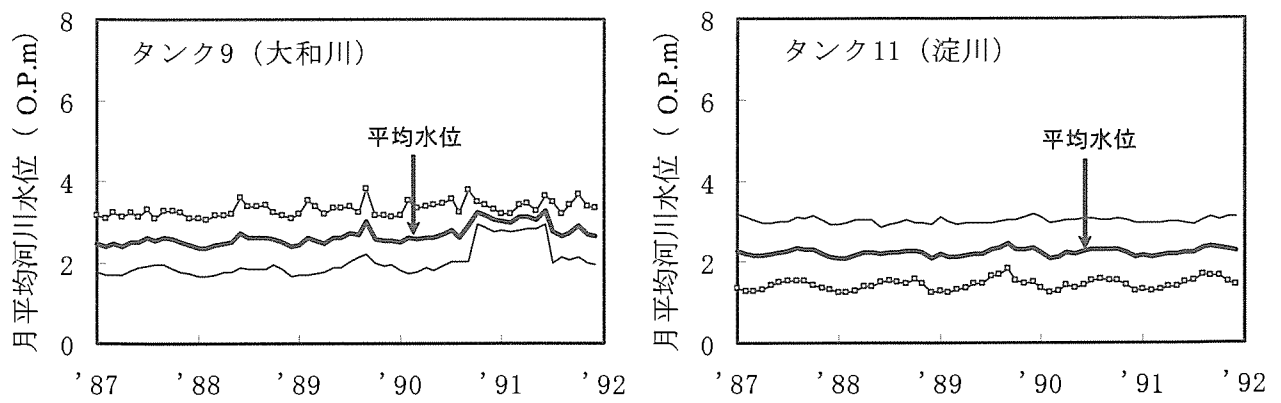


図-4 大和川（タンク 9）と淀川（タンク 11）における月平均河川水位

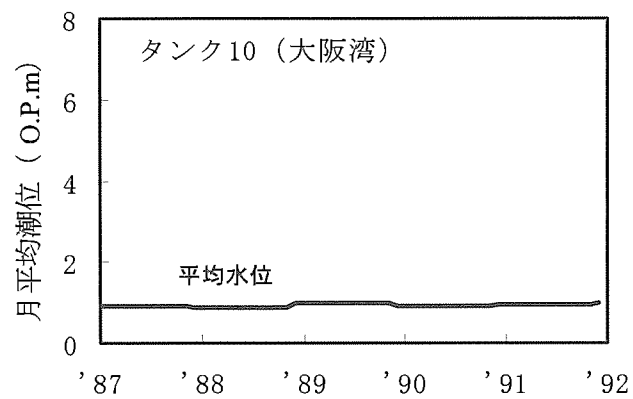


図-5 大阪湾（タンク 10）における月平均潮位

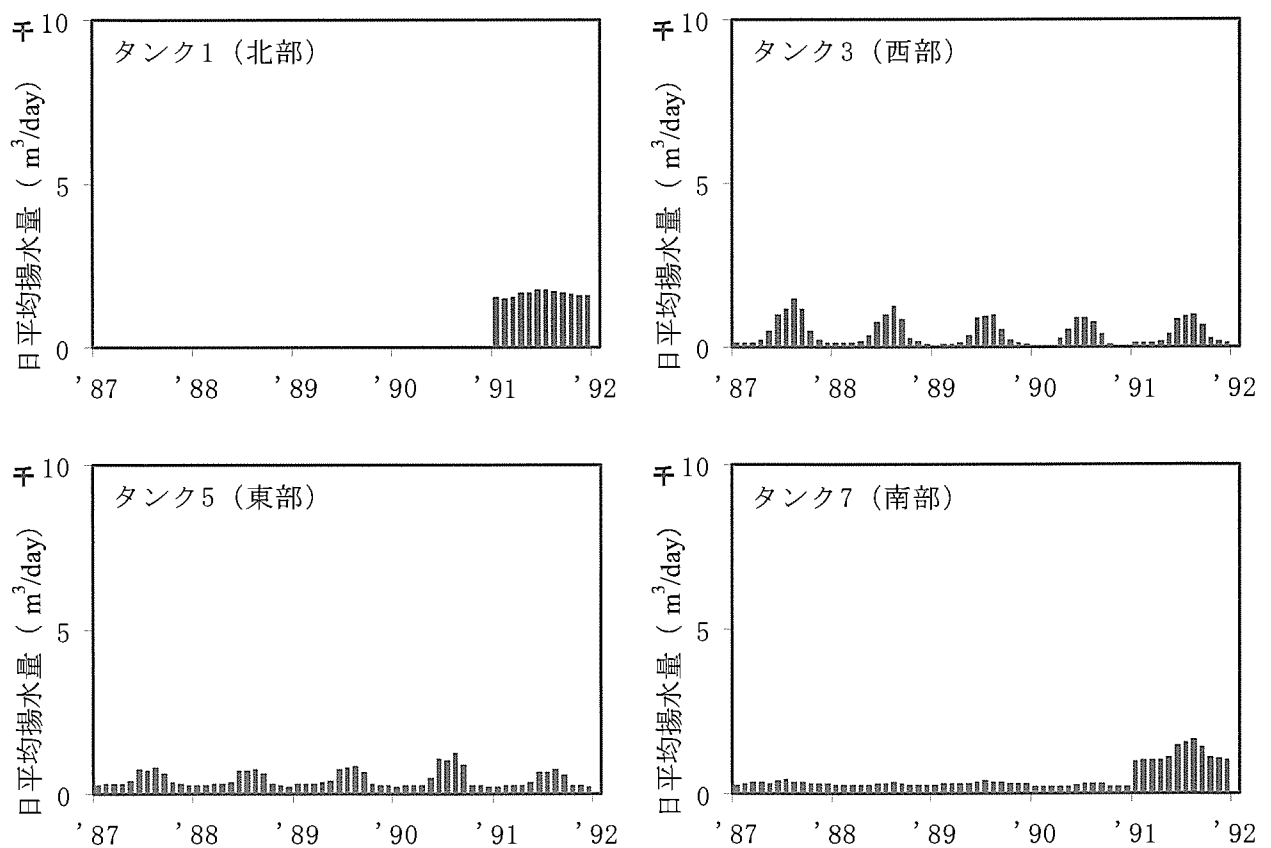


図-6 (a) 各月の日平均揚水量（沖積層：タンク 1, 3, 5, 7）

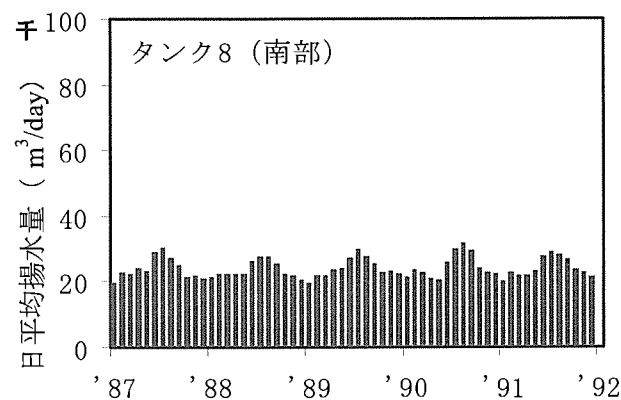
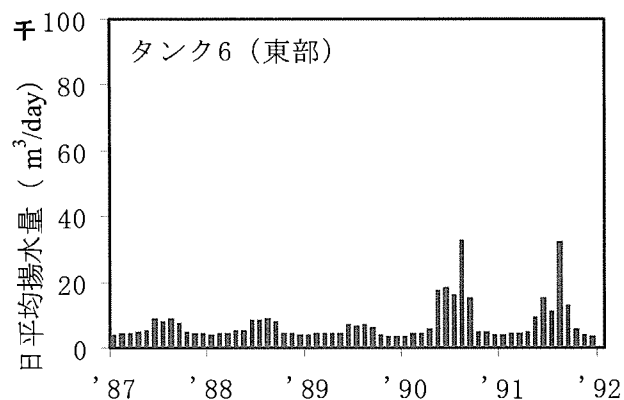
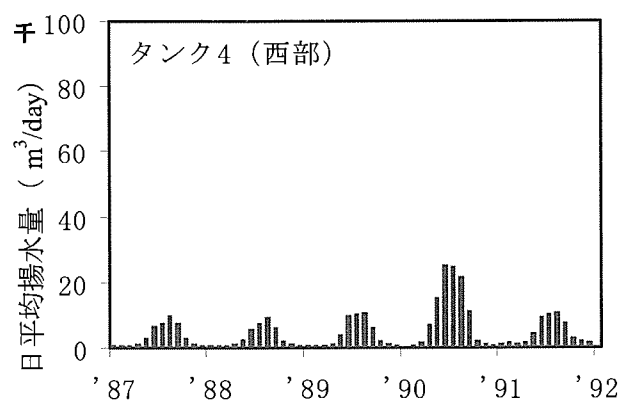
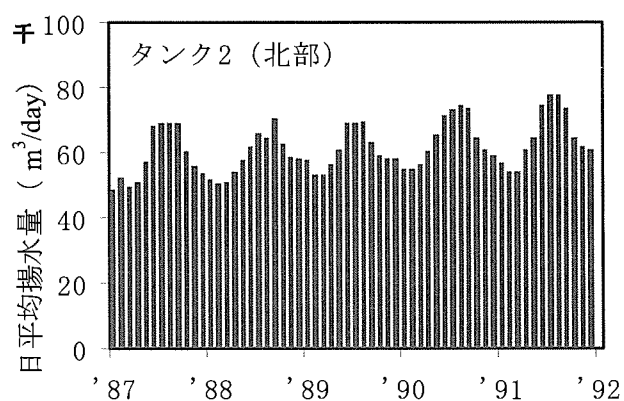


図-6 (b) 各月の日平均揚水量 (大阪層群砂礫層：タンク 2, 4, 6, 8)

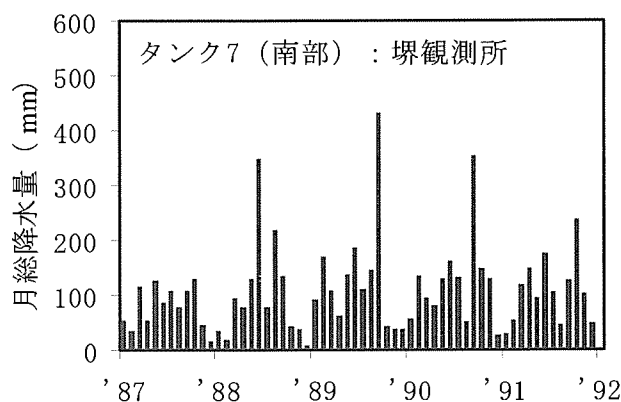
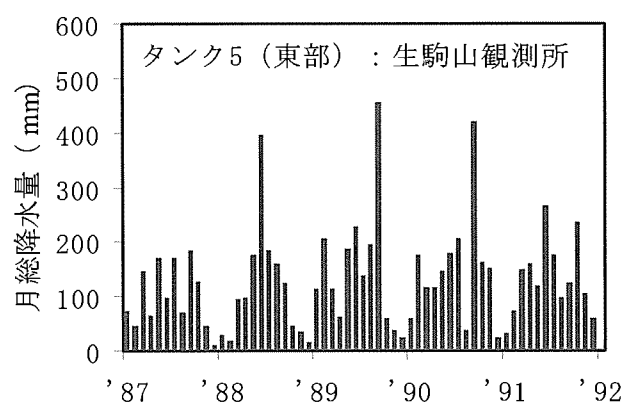
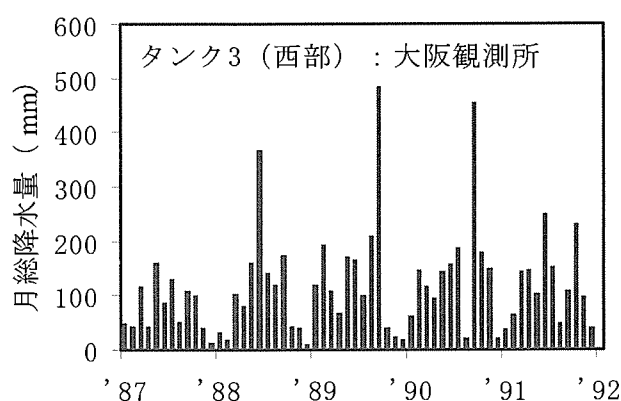
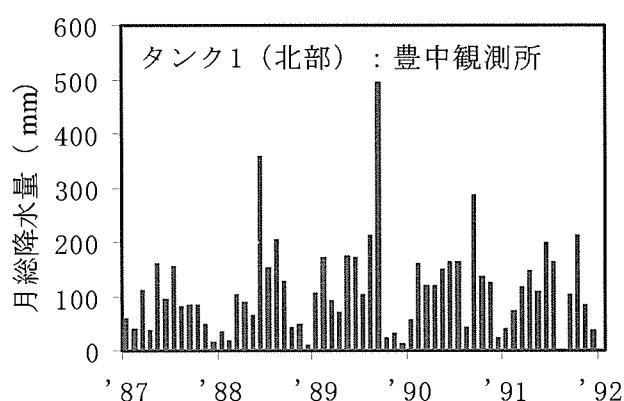


図-7 月総降水量 (沖積層：タンク 1, 3, 5, 7)

ところで、計算値と観測値の適合度と未知パラメータ推定の安定性の間にはトレードオフの問題が指摘され、パラメータ数が多くなるほどパラメータ推定が不安定になり易い。この問題を解決するため、次式で表される赤池情報量規準 AIC<sup>2)</sup> を適用した。

$$AIC = -2(\text{最大対数尤度}) + 2(\text{パラメータ数}) \quad (7)$$

この式(7)の右辺第1項は計算値と観測値の適合度に関するものであり、その値が小さくなるほど適合度が高いことを表し、第2項はパラメータ数が少ないほど良いモデルとして評価を当てえるものである。即ち、AIC 値が小さくなるほど最適なモデルと判断される。そして、式(4)に基づいて、式(7)を次のように書き改める。

$$AIC = n^* \cdot \ln(2\pi) + n^* \cdot \ln \frac{J(\hat{\theta})}{n^*} + 2(n_p + 1) \quad (8)$$

ここで、 $n_p$  はモデル最適化のためのパラメータ数である。

本報告では、式(6)の RMSE と式(8)の AIC のそれぞれの値に基づき、未知パラメータの抽出とタンクモデルの最適化を図った。

### 3. 2 モデルの最適化

11 ヶのタンクと 23 ヶの未知パラメータ (透水量パラメータ  $k$  と対象領域外からの流入量  $q$ ) で表現したタンクモデルの最適化手順の概要は以下のようである。

- ①未知パラメータ ( $k, q$ ) に対して平均と標準偏差を固定した正規分布を与え乱数を発生させる (600 組のパラメータ)。そして、最小の  $J(\hat{\theta})$  となるときの組合せのパラメータ抽出する。更に、この作業を 10 回繰り返し、その中で最小の  $J(\hat{\theta})$  となるときの組合せのパラメータを用いる。また、平方平均二乗誤差 RMSE (式(6)) と赤池情報量規準 AIC (式(8)) のそれぞれの値を算定する。
- ②推定したパラメータの中で、他のパラメータに較べかなり小さな値を示したものを削除する。そして、残りのパラメータに対して、タンクモデルを再表現して、上記①と同様に乱数を発生させ、RMSE と AIC のそれぞれの値を算定する。
- ③AIC 値が最小となるまで上記②の作業を繰り返し、適切なパラメータを抽出することによって、最適なタンクモデルを構築する。

なお、上述の式(2)の地盤間隙率は  $n=0.3$  と仮定し、降水浸透率  $c$  の値は Yokoo ら<sup>4)</sup> が示した 0.03 を仮定した。また、各タンクの初期地下水位は、図-3の観測水位の'87年1月の値を用いた。

そして、推定・抽出されたパラメータを用いて、対象期間 ('87~'91 年) 内におけるタンク  $j$  からタンク  $i$  への流入量  $V_T(\text{m}^3/\text{month})$ 、河川や海からの流入量  $V_H(\text{m}^3/\text{month})$ 、対象領域外からタンク  $i$  への流入量  $V_q(\text{m}^3/\text{month})$  はそれぞれ、次の式(9)、(10)、(11)によってそれぞれ算出される。

$$V_T = k_{ij} \sum_{r=1}^L [h_{jr}(\theta) - h_{ir}(\theta)] \quad (9)$$

$$V_H = k_{ij} \sum_{r=1}^L [H_j - h_{ir}(\theta)] \quad (10)$$

$$V_q = q_i L \quad (11)$$

## 4. 最適モデルの選定とそれに基づく地下水循環

### 4. 1 最適化されたタンクモデル

図-8は、初期の未知パラメータ数 23 個からそれを削減したときの赤池情報量規準 AIC と平方平均二乗誤差 RMSE のそれぞれの値の変化をそれぞれ示したものである。RMSE の値はパラメータ数が 23~7 個の範囲では 0.324 で一定であり、この範囲では計算地下水位と観測水位の適合度がいずれも高いことを表す。また、パラメータ数が 6 個のときには適合度が低下する。一方、AIC の値はパラメータ数 23 個のときから減少させるに従って小さくなり、パラメータ数 7 個のときに最低値を示し、そのときに最適なモデルであると判断される。

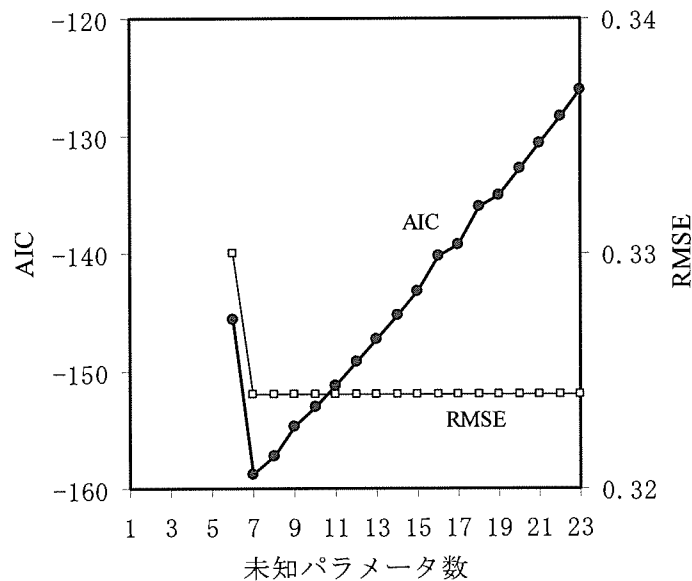


図-8 未知パラメータ数と AIC 値, RMSE 値

この結果、抽出パラメータ数が7個のときが最良のモデルとみられる。しかしながら、そのときは、パラメータ数が更に減少すると AIC 値や RMSE 値が再度大きくなる時の境界であることなどから、本報告ではパラメータ数8個のときのモデルを最適なものとして判断した。なお、そのときの観測地下水位と計算地下水位の対応を示したのが図-9である。そして、抽出された未知パラメータは、透水量に関する  $k_{2-4,3}$  (添字の数字はタンク3からタンク2-4への流入であることを表し、以下同様である)、 $k_{7,5}$ ,  $k_{5,9}$ ,  $k_{8,7}$ ,  $k_{7,9}$ ,  $k_{7,10}$  と対象領域外からの流入量に関する  $q_{2-4}$ ,  $q_8$  である。そして、これらのパラメータを用いて、対象期間('87~'91年)内における流入量  $V_T$ ,  $V_B$ ,  $V_q$  のそれぞれを式(9), (10), (11)によってそれぞれ算出することによって、地下水循環を整理して図化したものが図-10である。

## 4. 2 マクロ的な地下水循環

### (1) 地下水循環からみた帯水層構造

図-1と図-10に基づく、沖積層では、西部(タンク3)と東部地域(タンク5)は、上町台地(断層)によって水理的に遮断されていることが得られ、一方で、東部から南部地域(タンク7)に向かう地下水流動が卓越していることが認められる。なお、淀川を境界にした北部地域(タンク1)は他の地域と独立する関係にあるが、この地域では降水や山間部からの地下水涵養が支配的であると想像される。

大阪層群砂礫層では、北部・西部(タンク2-4)、東部(タンク6)、南部地域(タンク8)はお互いに水理的に独立する関係にある。特に、北部・西部や南部地域では、それぞれ上部の沖積層や対象領域外からそれぞれ供給を受けて、揚水量として流出する循環である。

### (2) 推定パラメータ $q$ と河川・海の影響関係

抽出パラメータ  $q_{2-4}$  や  $q_8$  は対象領域外からの流入量に関するものとして定義された。しかしながら、その供給源が大阪湾によるものと想定し直し、 $q_{2-4}$ ,  $q_8$  をそれぞれ透水量パラメータ  $k_{2-4,10}$ ,  $k_{8,10}$  にそれぞれ置き換えて、タンクモデルを再構築した。図-11は、図-10に対比して、再構築したモデルによる地下水循環を整理して示したものである。なお、パラメータ  $q$  を  $k$  に置き換えても両モデルには殆ど相違がない。

修正モデルの図-11に基づく、淀川(タンク11)による地下水への影響は殆どないようであり、また、沖積層の東部(タンク5)や南部地域(タンク7)は大和川(タンク9)からの供給を受けている。一方、大阪層群砂礫層の北部・西部(タンク2-4)や南部地域(タンク8)では、海(タンク10)からの涵養(圧力伝播)を受けているとみられ、特に、北部・西部地域への影響が大きい。なお、南部地域では、沖積層でも海による影響を受ける傾向が得られた。

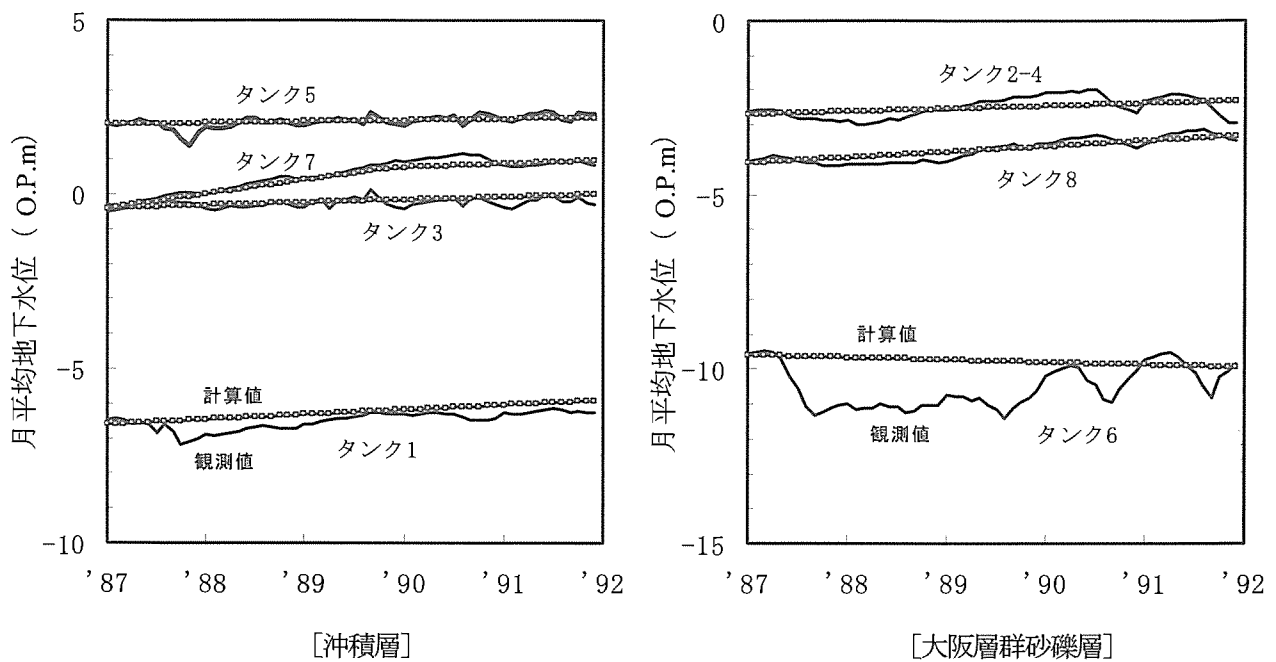


図-9 観測地下水位と計算地下水位 (未知パラメータ数8ヶ)

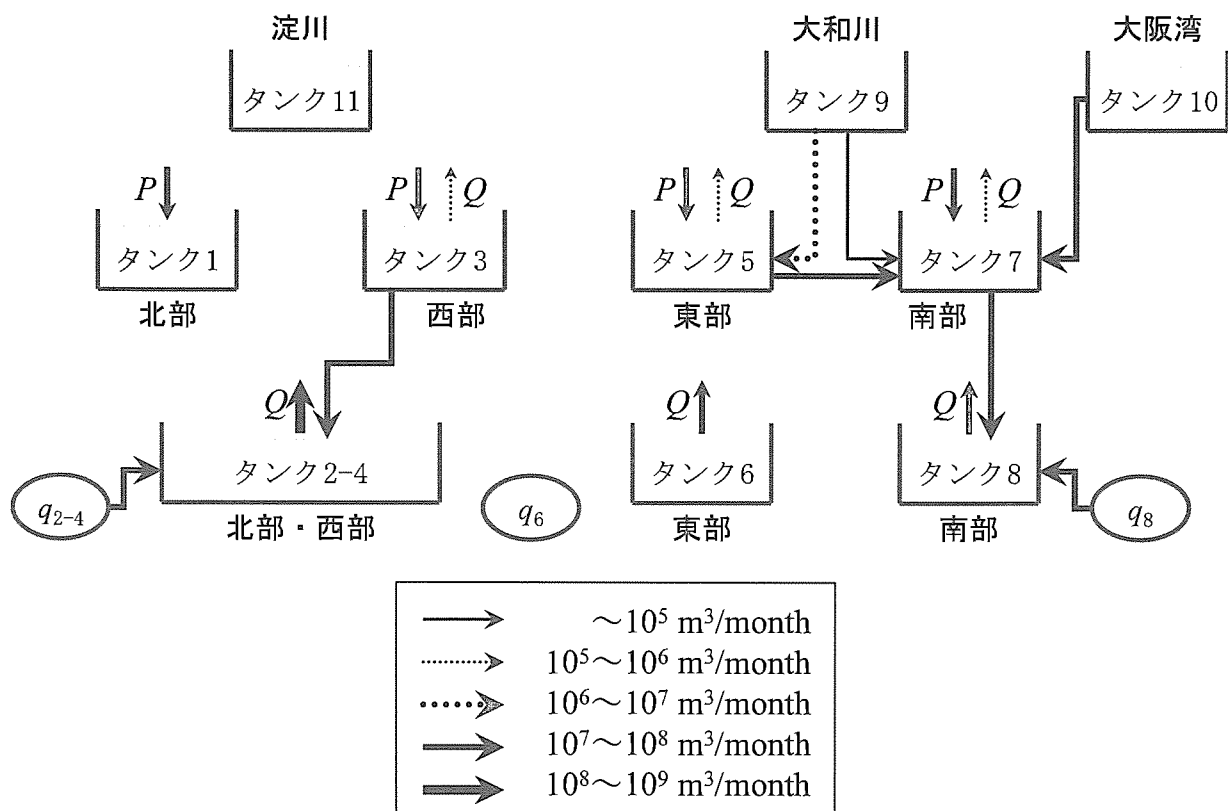
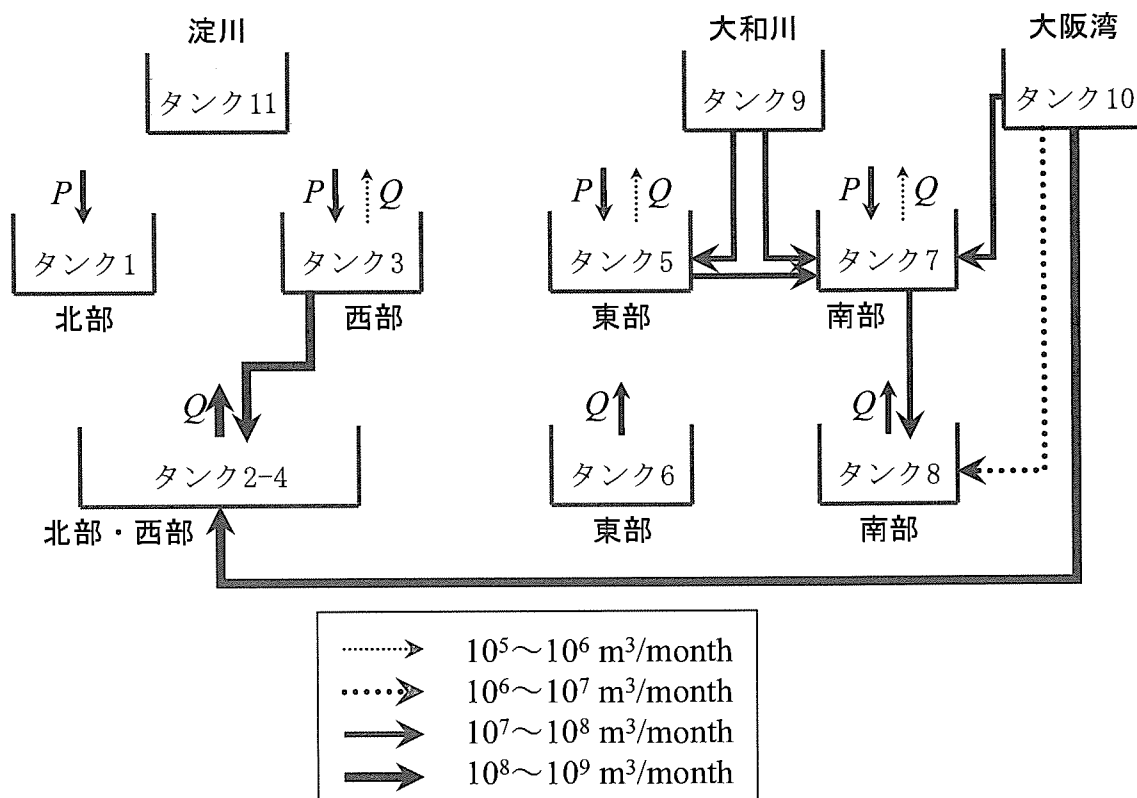


図-10 タンクモデルによる地下水循環 (未知パラメータ数8ヶ)





図ー1 1 修正したタンクモデルによる地下水循環（未知パラメータ数8ヶ）

## 5. あとがき

大阪市地域の帯水層や河川・海をタンクモデル表現して、最適化したそのモデルに基づき、地下水循環の特徴をマクロ的に考察した。その結果、沖積層では、東部や南部地域で大和川からの供給を受け、また、東部から南部への地下水流動が卓越し、大阪層群砂礫層では、上部の沖積層からの供給を受ける地域があり、また、海による涵養を受けている。一方で、沖積層と大阪層群砂礫層の帯水層はいずれも上町台地（断層）によって水理的に分断されていることなどが得られた。

## 【参考文献】

- 1) Sugawara, M. : Tank model, *Computer Model of Watershed Hydrology*, pp.165-214, 1995.
- 2) 赤池弘次：情報量規準 AIC とは何か，数理科学，No. 153，pp. 5-11，1976.
- 3) Honjo, Y., Kazumba, S. and Kamiya, K. : Inverse analysis on regional groundwater by tank model: A case study of Osaka plain aquifer, 応用力学論文集，pp.175-184，2004.
- 4) Yokoo, Y., Kazama, S., Sawamoto, M. & Nishimura, H. : Regionalization of Lumped Water balance Model Parameters based on Multiple Regression, *Journal of Hydrology*, Vol.246, pp.209-222, 2001.
- 5) 地下水地盤環境に関する研究協議会：平成12年度地下水情報に関する報告書，pp. 2-34，2001.
- 6) 大阪府環境農林水産部環境指導室：地下水採取量総括報告書，2000.

# 京都府城陽市域における3次元地下水揚水シミュレーション解析

関西大学 環境都市工学部 楠見晴重

## 1. はじめに

城陽市の位置する京都府南山城地方は、京都盆地の南部に位置し、桂川、木津川、そして琵琶湖を水源とする宇治川の3河川が京都～大阪府境である男山と天王山の間で合流している。この地方は、周囲を基盤岩類の山地で囲まれ、その基盤岩類の上に沖積層や洪積層が厚く堆積している、典型的な地下水盆地構造を呈しており、豊富な地下水資源が蓄えられていると考えられている。その211億トンもの水量は、琵琶湖の水量（250億トン）にも匹敵している<sup>1)</sup>。よって古くから上水道用だけでなく、農業用、産業用にも利用されてきた。そのため、過剰揚水による地盤沈下や地下水資源枯渇などが発生しないような、適切な地下水資源の管理が必要とされている。本研究では、地下水への依存度が高い城陽市に着目し、当地域における地下水シミュレーションモデルの作成を行い、本モデルの有効性に関して検討したものである。

## 2. 京都盆地の地質

京都盆地は図-1に示す地質図からわかるように、四方を古生層・花崗岩などの基盤岩類の山地で囲まれている。これらの山地は、勾配を緩くしながら盆地中央部にもぐりこんでいると考えられる。このように、碗状を呈した基盤岩類のうえに第三紀以降の堆積層が堆積し盆地が形成されている。基盤岩類は不透水層であり、その上位に堆積する洪積層・沖積層は、未固結の透水層・難透水層の互層から成り、地下水を大量に貯留することができる<sup>2)</sup>。当地域における大阪層群は、浅部は砂・礫に富み、深部は粘土分が増し、層厚数mの砂・粘土の互層となる傾向がある。この傾向は地域によって多少異なるが、宇治丘陵、木津川右岸丘陵では、非常に砂・礫分に富み、150mのボーリング長のうち90%以上が砂・礫層で占められている井戸もある。木津川右岸に近い平坦部になると、砂・礫分の粒径が小さくなり、砂分が増加してくる。また深部では粘土分が増加してくるという傾向が顕著になる。木津川を越えて左岸になると、上記の傾向がますます顕著になり、ボーリング長に対する粘土層厚も60%を超える井戸がある<sup>3) 4)</sup>。

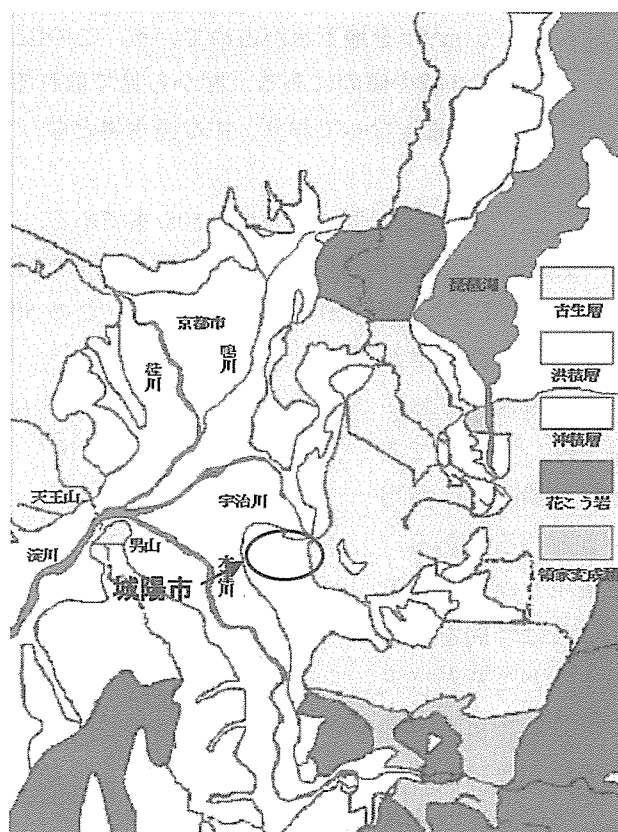


図-1 京都盆地地質図

### 3. 城陽市の地下水資源

#### 3.1 城陽市における上水道事業

城陽市の上水道事業は、1962年に上水道設備創設事業の認可を受けている。以後、数多くの上水道事業が行われたが、近年は都市化による人口増加に伴って水需要も増加し、上水道として地下水を利用することになった。元来、この地域は豊富な地下水があったために、その地下水に注目し、1971年に第1浄水場、1973年に第2浄水場、1978年より第3浄水場の揚水井が設置された。

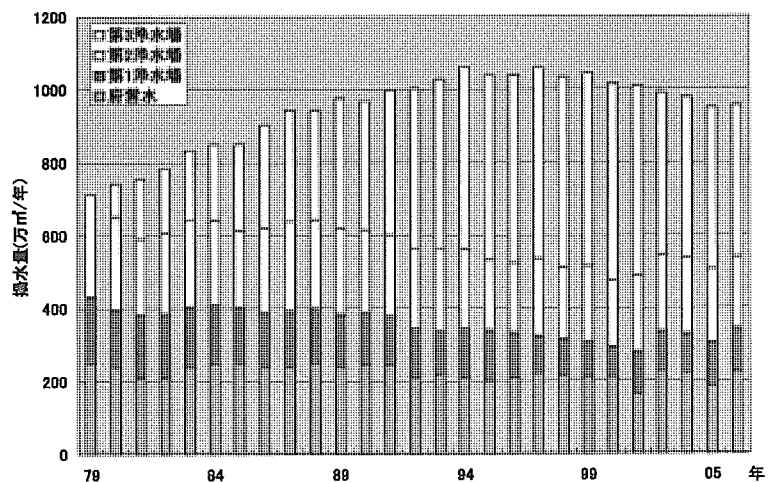


図-2 府営水と各浄水場の上水道用揚水井取水量

図-2は各揚水井における地下水の揚水量、および京都府営水道の使用量の推移を示したものである。城陽市の平成18年度における上水道用の総配水量はおよそ950万 $\text{m}^3$ /年であり、上水道用水の約80%である750万 $\text{m}^3$ /年を地下水が占めている。この図より城陽市全体の上水道用水の使用量は、人口減少もあつて年々減少傾向にある。図から見て取れるように、現在では第3浄水場が地下水取水量の6割を占める揚水量となっており、主な浄水場となっている。

#### 3.2 民間の井戸

本研究で把握している民間の井戸は、505本である。この505本の民間の井戸の所在を図-3に示す。農業用、工業用、家庭用など用途は様々である。工業用の井戸などで100mより深い井戸も見られるが、いずれも100m以下の浅井戸がほとんどである。この505本の井戸データを項目別に整理した結果を、

図-4に示す。農業用が最も多く使用されており、農業用では、繁農期である春夏秋の期間だけ使用しているところもある。次に工業用となっているが、こちらは年間を通して使用するところがほとんどである。また、商業用、家庭用などでも使用されており、地下水資源が生活に密着したものであることがわかる。この他にも、把握していない

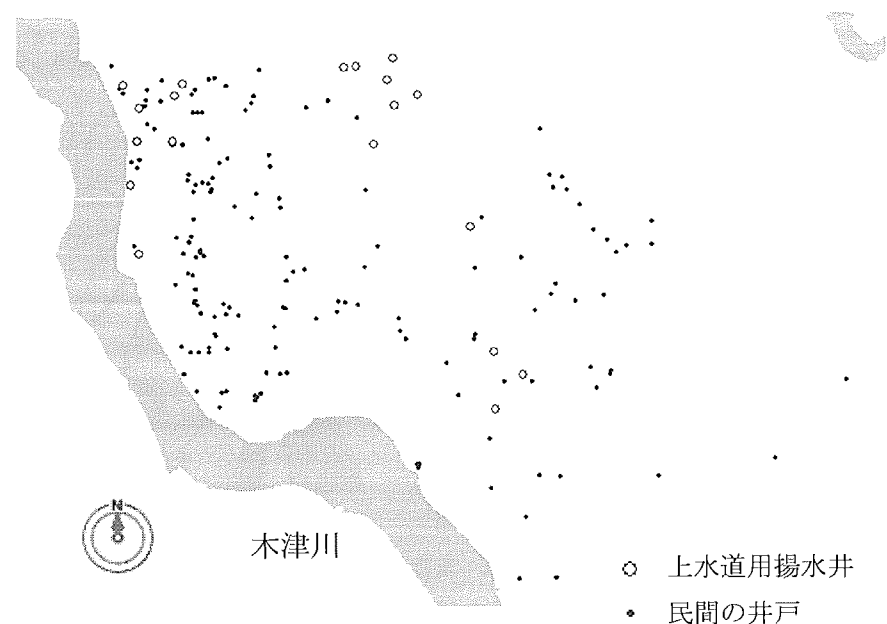


図-3 城陽市における各井戸の所在地

民間の井戸があると考えられるが、単純に、各井戸の 1 日平均揚水量に、年間揚水日数を乗じたものの総揚水量計は、25 万  $\text{m}^3$  ほどになり、この量は城陽市上水道における年間地下水総揚水量の 2.5 倍以上にあたる。

### 3.3 観測井の地下水位変化

観測井とは、地下水位の測定を行うもので揚水は行われない。そのため地下水位の変動には周囲の井戸の影響、気象条件などが現れやすく、帯水層内の地下水位を正確に把握することができる。深度による明確な区別はないが、観測井には不圧（自由）地下水を対象とした浅井戸観測井と、被圧地下水を対象とした深井戸地下水がある。ここでは、浅井戸観測井の地下水位変化と降雨量の関係、深井戸観測井の地下水位と城陽市上水道用井の揚水量の関係について検討を行った。

#### 1) 浅井戸観測井の地下水位変化

浅井戸は一般的に自由地下水層、つまり地表面に接している帯水層を対象とするため、その地下水位は主に降雨量の影響を受ける。城陽市には、山崎井と荒内井の 2 本の浅井戸観測井があり、図-5で山崎井と降雨量の関係について示す。この図より 94 年と 2000 年度の夏期の異常渇水による大幅な水位低下がみられるが、それ以降は平均的な降雨量により地下水位は安定している。本年度は例年と同様に平均的な降雨量だったため、地下水位は回復する傾向にある。浅井戸観測井の地下水位は降雨量に大きく影響を受けていることが認められる。

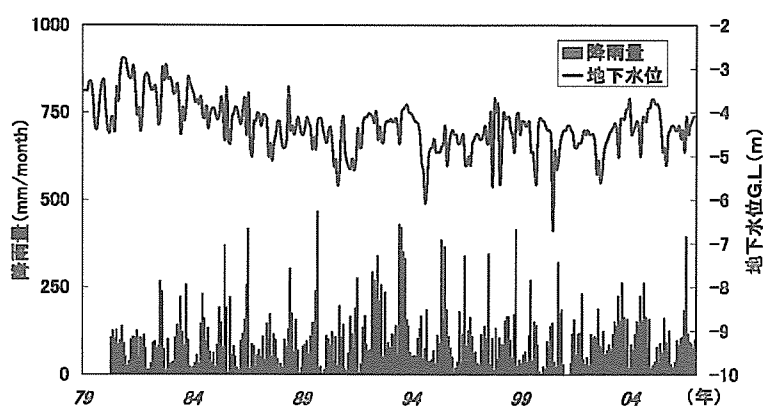


図-5 山崎井水位と降雨量

#### 2) 深井戸観測井の地下水位変化

深井戸とは、被圧地下水層、つまり粘土層などの不透水層以深の帯水層から揚水を行う井戸であり、上水道用井として揚水している井戸はすべて深井戸である。城陽市内にある西田井、辻井、第 2 浄水場観測井の 3 本の観測井があるが、第 2 浄水場観測井における地下水位変化と揚水量との関係について検討を行ったものを図-6に示す。

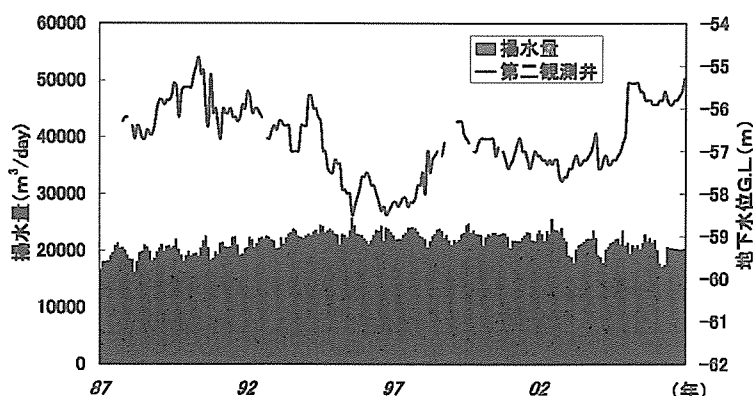


図-6 第 2 浄水場観測井水位と  
上水道用揚水井総揚水量

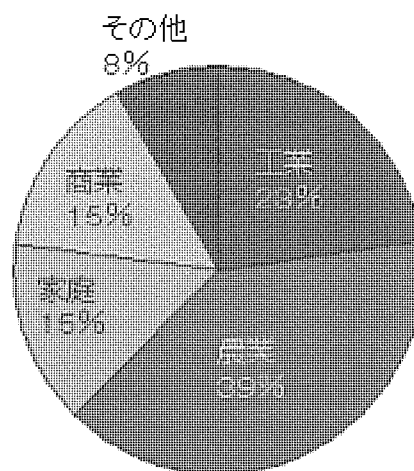


図-4 利用別集計結果

この観測井では、90年代後半までは若干の水位降下が見られるが、総揚水量が減少してくる2000年代には、水位は回復傾向にあり、短期的な水位変動以外では、大きな水位降下はみられない結果となっている。

#### 4. 地下水揚水シミュレーションモデル

解析では有限要素法による飽和・不飽和浸透流解析コード UNSAF3D<sup>5)</sup>を用い、境界条件や地盤の透水係数等のパラメータを変更しながら、流量を変化させている上水道用の節点で得られた水位を、実際の水位と整合させることによりモデルの確立を図った。

##### 4.1 解析範囲

図-7に示す太線の範囲を解析対象範囲としている。西側で木津川、北側で宇治川、東側の域境界では、地下水要覧<sup>6)</sup>に記載されている地下水域境界をもとに設定した。南側の境界では、簡易的なモデルでの解析結果から、水位変化が起る影響範囲外となるように設定した。ここでは、最も南の民間の井戸から、3kmとなった。また、鉛直方向では、基盤岩上の堆積層を対象とし、その堆積層を対象地域におけるボーリングデータ、井戸のストレーナ設置位置、地質特性をもとに、8層に単純化して設定した。上から順に NO.1, NO.2, NO.3・・・としている。図-8に、地層ごとに色分けしたモデル図を、鉛直方向7倍にしたものを示す。

##### 4.2 メッシュ分割

平面的なメッシュの分割は二次元自動要素分割プログラム「VORO」3.15を使用し、基本密度半径を370mに設定し作成した。ただし民間の井戸の節点では最小密度半径を70m、上水道用井戸では0.7mと設定した。鉛直方向においては地層の境界と要素の境界を一致させている。解析メッシュの節点数は

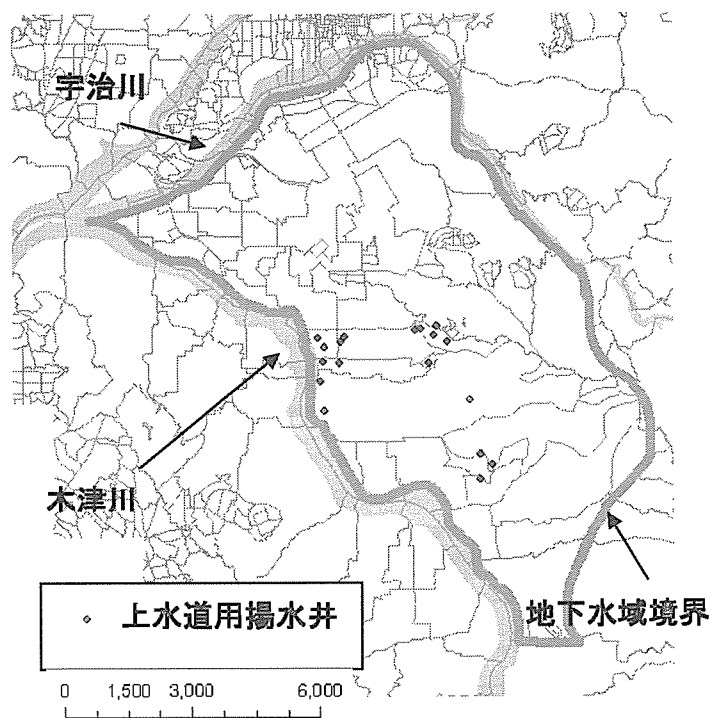


図-7 解析範囲

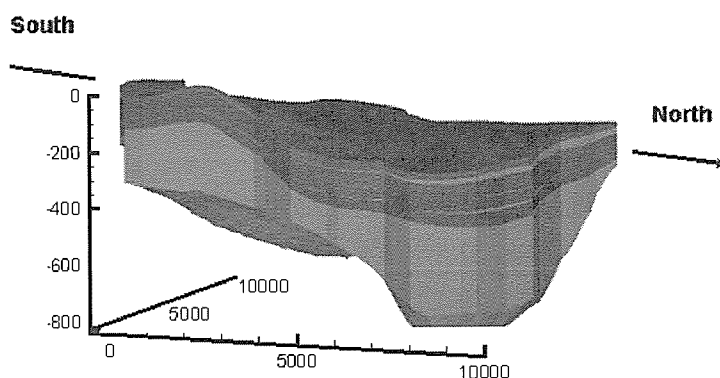


図-8 地層モデル

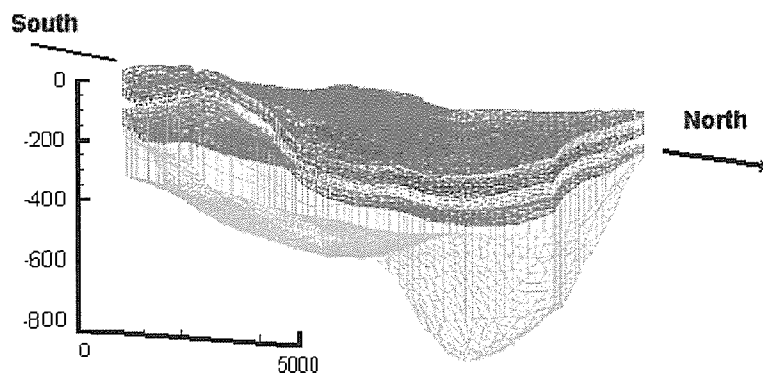


図-9 解析メッシュ図

51255、要素数は 93648 となっている。図－9に作成した解析メッシュを示す。

#### 4.3 入力条件

##### 1)境界条件

木津川、宇治川においては、地表面の節点において河川水位で水頭一定境界、側面では、不透水境界として設定した。地下水域境界では不透水境界、南側では水頭一定境界とした。底部の基盤岩については、それを構成する節点をすべて不透水境界としている。地表面における節点では、経時変化する降雨浸透境界（降雨量から蒸発散量を引いた値）を与えた。

民間の井戸については各資料に記載されている揚水量を既知流量境界として与えている。各資料に記載されている井戸深度、ストレーナ位置から、地層モデルのどの層に流量境界条件を与えるか決定している。上水道用揚水井では、月ごとの流量の平均値を同じく既知流量境界として与えている。各井戸の柱状図、ストレーナ位置から、No.3, No.5, No.7 のいずれか 2 層より流量境界条件を決定している。

##### 2)初期条件

初期条件は、本研究の対象地域における水文地質学的データの不足により、それらから決定することは難しい。よって、上記で設定した境界条件より、任意の地盤物性値を設定し定常解析を行った結果を、初期条件として設定した。

### 5. 解析結果

#### 5.1 水理定数

水理定数については、流量を変化させている上水道用の節点で得られた水位を、実際の水位と整合させることにより決定した。同一地層区分での平面的な不均質性については考慮していない。表－1 に決定した水理定数を示す。

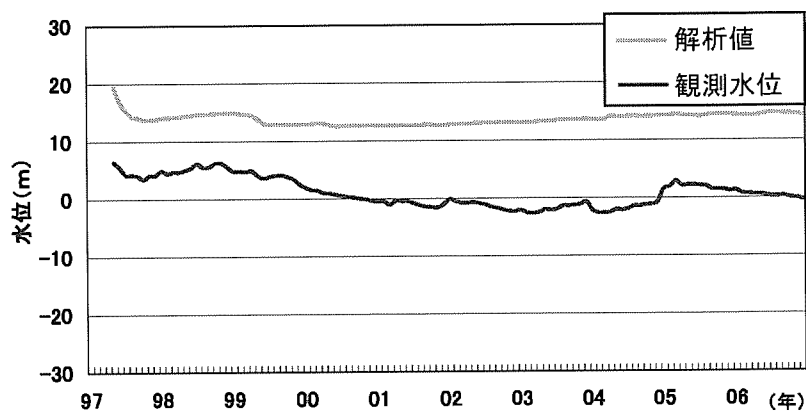
表－1 水理定数

地層	透水係数 (水平)[m/s]	透水係数 (鉛直)[m/s]	比貯留係数 [1/m]	有効間隙 率
No.1	$1.0 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-4}$	$6.0 \times 10^{-3}$	0.40
No.2	$5.0 \times 10^{-6}$	$5.0 \times 10^{-7}$	$1.0 \times 10^{-3}$	0.60
No.3	$3.0 \times 10^{-4}$	$3.0 \times 10^{-5}$	$5.0 \times 10^{-3}$	0.38
No.4	$5.0 \times 10^{-7}$	$5.0 \times 10^{-8}$	$8.0 \times 10^{-3}$	0.58
No.5	$2.0 \times 10^{-5}$	$2.0 \times 10^{-6}$	$4.0 \times 10^{-3}$	0.36
No.6	$5.0 \times 10^{-6}$	$5.0 \times 10^{-7}$	$6.0 \times 10^{-3}$	0.56
No.7	$8.0 \times 10^{-4}$	$8.0 \times 10^{-5}$	$4.0 \times 10^{-3}$	0.34
No.8	$2.0 \times 10^{-6}$	$2.0 \times 10^{-7}$	$4.0 \times 10^{-3}$	0.54

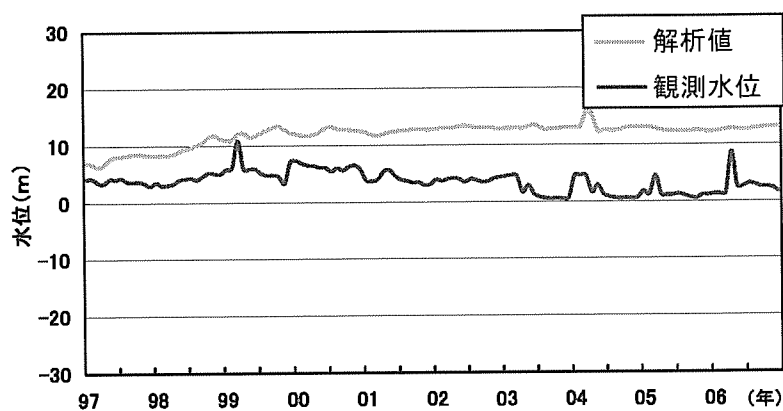
#### 5.2 上水道用揚水井

城陽市上水道用揚水井である第 1 浄水場、第 2 浄水場、第 3 浄水場の計 19 本の揚水井は、図 3 に示されているように配置されている。この節では、1997 年から 2006 年にかけての 10 年間を対象として、上水道用揚水井における揚水シミュレーションによって求めた水位変化と実際の水位変化との比較を

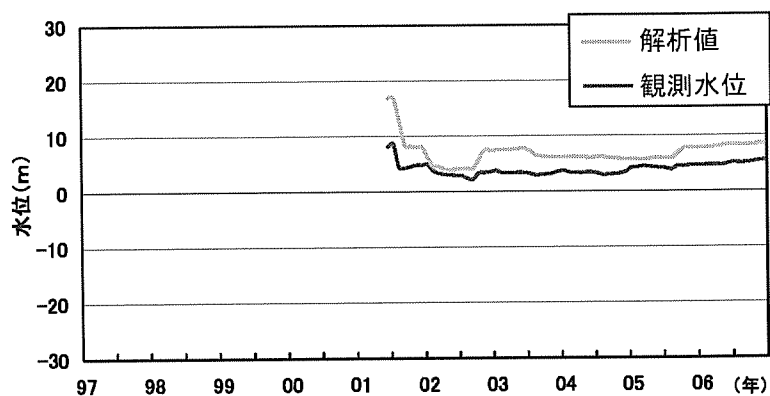
行い、本シミュレーション解析の有効性について検討した。19本の井戸全部は記載できないので、各浄水場の揚水井を2本ずつ以下の図に示す。



図－10 第1浄水場1号井



図－11 第1浄水場4号井



図－12 第2浄水場5号井

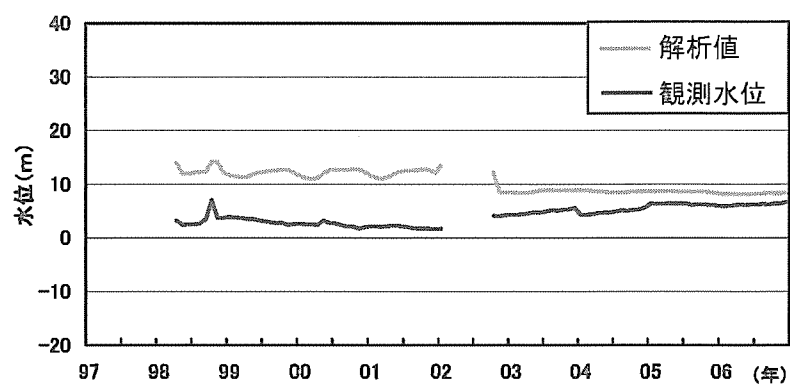


図-13 第2浄水場団地井

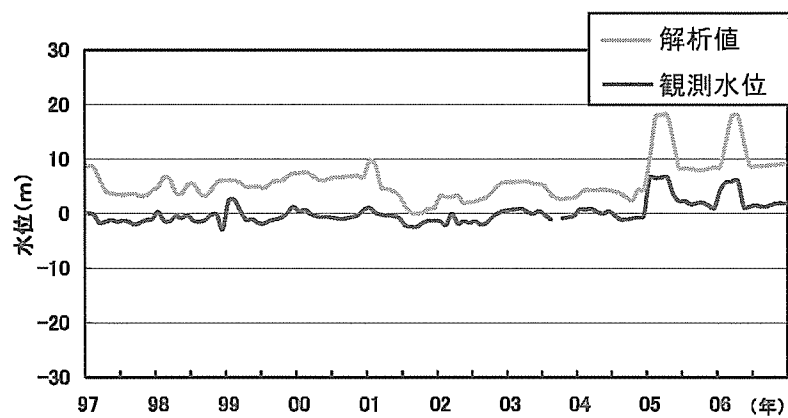


図-14 第3浄水場4号井

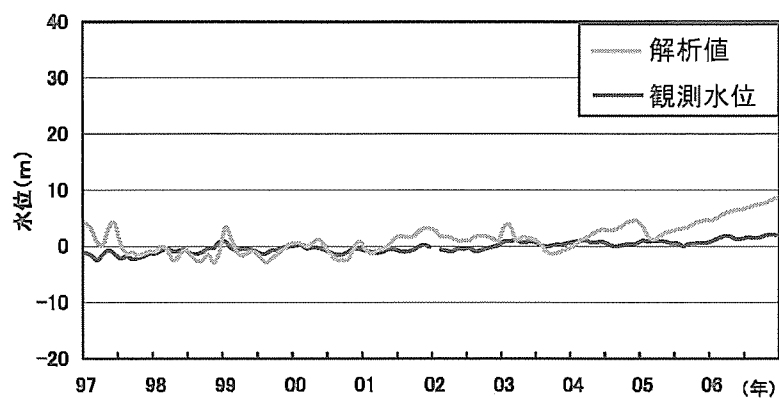


図-15 第3浄水場6号井



## 6. おわりに

京都府城陽市において地質特性、地下水利用状況の整理を行い、その情報も加味した地下水シミュレーションモデルの構築を行った。モデル確立において上水道用揚水井での地下水位を計算で得られる地下水位と整合させることにより地盤物性値、入力条件を決定した。第3浄水場はおおむね良い結果が得られているが、比べて、第1浄水場、第2浄水場は解析水位が観測水位より10mほど上回る結果となっている。第1浄水場や第2浄水場辺りは、標高が高くなっており、地層が入り組んでいると考えられる。よって、地層モデルと実地盤の差異が、水位の絶対値の差を生む結果となったと考えられる。しかし、短期的な水位挙動はおおむね表せている。今後の課題として、モデルの改良や、水理定数の見直し、境界条件の見直しなどで精度を上げていきたいと考えている。

## 参考文献

- 1) 谷口敬一郎：京都府南山城地方の地下水資源について，物理探査，Vol.45,No.1,pp54～62. 1992.
- 2) 日本の地質「近畿地方」編集委員会：日本の地質6「近畿地方」，共立出版，pp30～32，1987.
- 3) 同志社大学校地学術調査委員会：南山城の自然史，pp.6，pp.13，1978.
- 4) 中村晋：南山城地方の地下水資源について，関西大学大学院修士論文，pp.3-29，1983.
- 5) 西垣誠，進士喜英：有限要素法による飽和不飽和浸透流解析-AC-UNSAF3D プログラム解説およびユーザーマニュアル，2001.
- 6) 地下水要覧編集委員会：地下水要覧，pp711～720，海山堂，1988.

# 大阪平野中央部における浅層地下水流動シミュレーション解析

大阪大学大学院工学研究科 阿部信晴

## 1. まえがき

大阪の地下水問題を考える上で広域地下水流動場にもとづく「地下水盆管理」の導入が不可欠であり、大阪地下水盆で時々刻々と変化する地下水の流れを予測する手法として数値シミュレーションは地下水管理の中で重要な役割を担っている。このため、大阪平野地下での地下水流動を把握するために3次元地質構造モデルにもとづく広域地下水流動シミュレーションが行われるようになってきている。しかし、大阪市を中心とする周辺都市域において局所的な地下水問題を検討するうえで、広域地下水流動モデルだけでは十分な情報が得られないことがある。このような場合、広域地下水流動モデルの内部を細分化したサブ・モデル（局所域モデル）の構築が必要となる。本報告では、大阪市とその周辺域の浅層地下水流動を明らかにするために広域地下水流動モデルの大阪平野中央部に局所域モデル（大阪平野中央部サブ・モデル）を構築し、数値シミュレーション結果にもとづいてサブ・モデルの適用性を検討している。

## 2. 大阪平野における浅層地質構造

大阪平野中央部サブ・モデルではMa9層以下を解析対象とし、沖積層を地質構造にもとづいて細分化している。地質構造モデルとして、沖積層上部、Ma13層、沖積層下部、沖積層最下部、第1洪積砂礫層（天満層）、Ma12層の下面とMa9層の上下面について標高分布図（剥ぎ取り図）を図-1に、各主要層準の層厚分布を図-2に示す。

沖積層の厚さは上町台地西側の西大阪地域では最大35m、東側の東大阪地域では最大20mで、平野周辺部では徐々にその厚さが減少する。また、沖積層は砂層を主とする上部、海成粘土層からなる中部、砂・シルト・粘土の互層を主とする下部、そして、旧主要河川の埋没谷に堆積した礫層である最下部に区分される。

沖積層上部は最大層厚10m以上で、標高-10～数mに分布し、主に砂層から構成され、上位に向けて粗粒化する傾向がある。東大阪地域（深野）では、有機質シルト・粘土層が卓越する。

Ma13（沖積層中部）は主として海成粘土層から構成される。Ma13層は西大阪地域では標高-25m～数m、東大阪地域では標高-10数～数mに分布して、最大層厚15m以上に達し、縄文海進期の内湾底に堆積した地層とされている。また、平野縁辺部や上町台地の周辺部ではしだいに薄くなり、しばしば砂礫層や貝化石を含む砂層に変化する。沖積層上部との境界では粘土層上部が砂質になり、上方に粗粒化しながら漸移する。

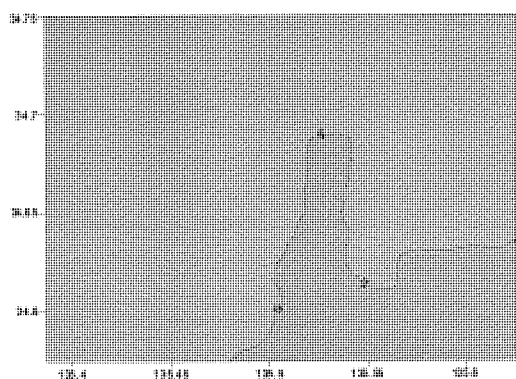
沖積層下部は、主として礫混じりの中粒～細粒砂と有機質シルト～粘土層から構成される。その厚さは数m～10数mで、西大阪地域では標高-40～-25m、東大阪地域では標高-15～-10mに主に分布している。挟まれるシルト・粘土層は一般に側方への連続が悪く、部分的に腐植物を多く含むところがある。

沖積層最下部は、これまで沖積層下位の天満層（第1洪積砂礫層）とされていたが、沖積層の基底層であることが判明した。層厚は4～7mで、主に淀川河口沿いに分布し、猪名川に沿って連続している。淀川沿いに上流へ向けても厚さ4m前後で帯状に分布する。また、東大阪地域にも第二寝屋川や平野川に沿って厚さ2～4mで分布する。このように沖積層最下部の分布は現主要河川にほぼ沿ったものとなっている。

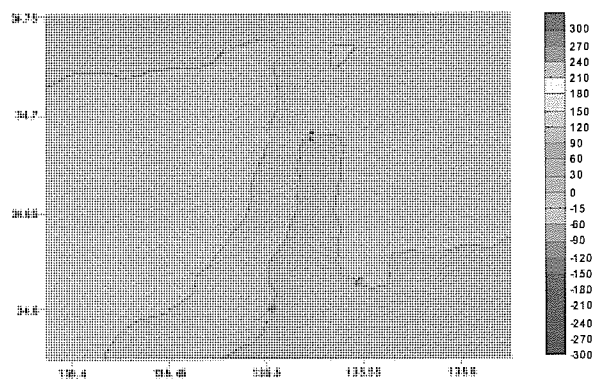
Ma12層下面からMa9層上面までは、Ma11とMa10の二枚の海成粘土層と砂礫層の互層構造となっている。大阪湾では標高-200m以深にまで落ち込む。東大阪地域では、顕著な沈降域とその北側の千里地域に至る隆起域が明瞭に区別される。東大阪地域でも、標高-200m近くまで落ち込む。Ma9層の分布が上町台地南部では大阪湾側から東大阪側へと連続しているため上町台地部はその南で分断される形となる。上町断層は千里付近から南へと延長し、大和川を境にその変位が分散される。層厚は西大阪地域や東大阪地域の低地部で100m前後となる。おもに低地部に広く分布する。上町台地より北側の隆起部には分布しない。

## 3. 大阪平野中央部における3次元地下水涵養モデル

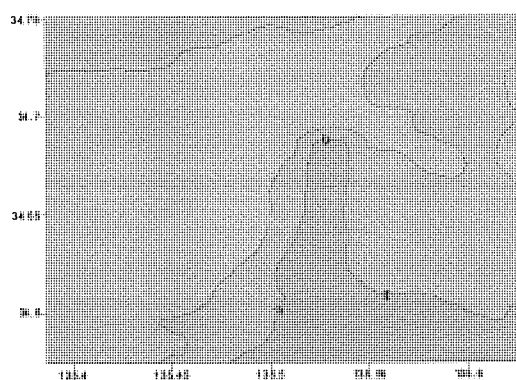
3次元地下水涵養モデル（大阪平野中央部サブ・モデル）は、平野部地表付近の不圧帯水層の地下水流動も対象としている。そのため、飽和・不飽和解析を行い実測地下水位と整合するようにモデル化を行う必要がある。しかし、ここでは局所域モデルが広域モデルの浅層地下水流動をより詳細にシミュレーションすることが目的で



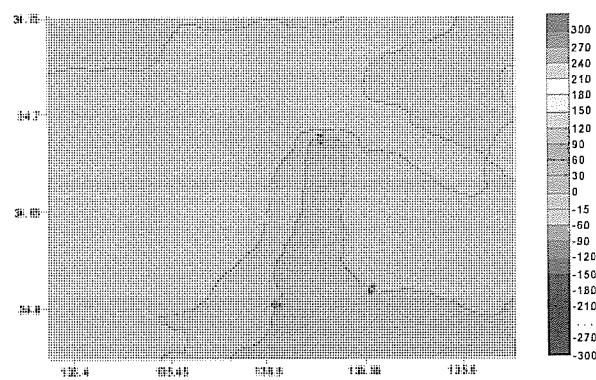
(a) 沖積層上部(下面)



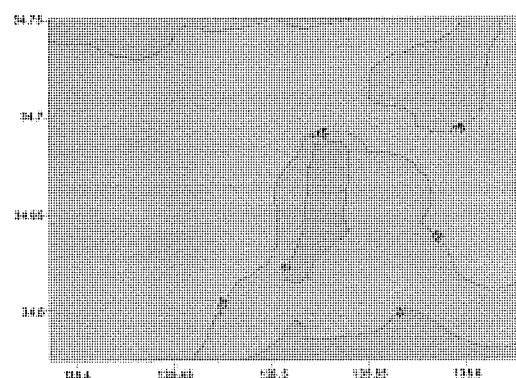
(b) Ma13 層(下面)



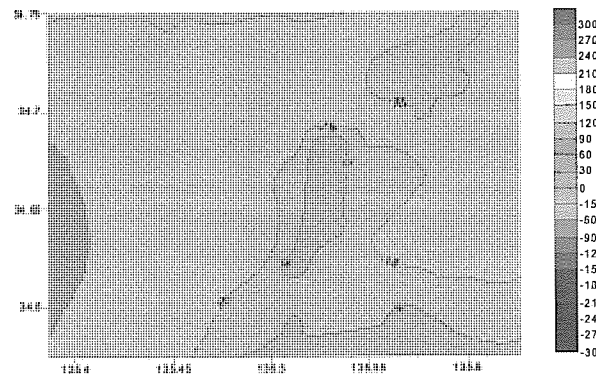
(c) 沖積層下部(下面)



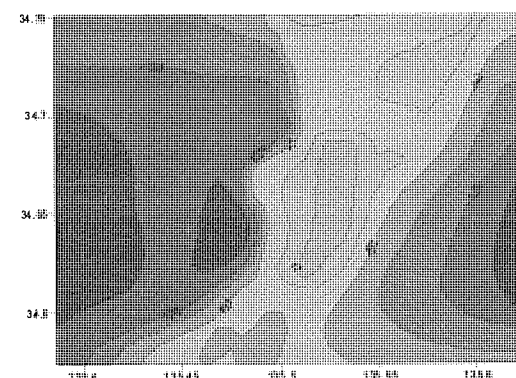
(d) 沖積層最下部(下面)



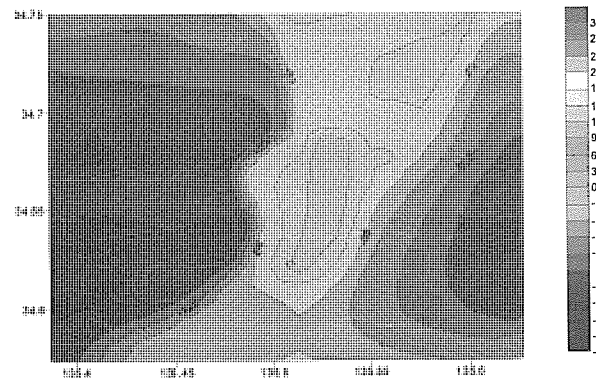
(e) 第1洪積砂礫層(下面)



(f) Ma12 層(下面)

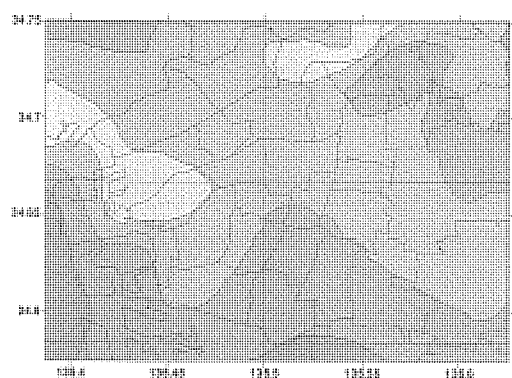


(g) Ma9 層(上面)

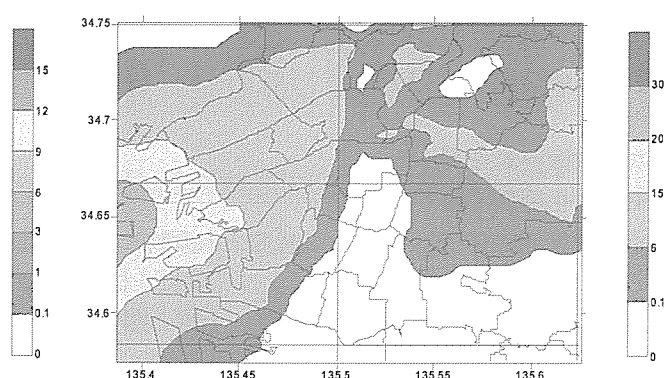


(h) Ma9 層(下面)

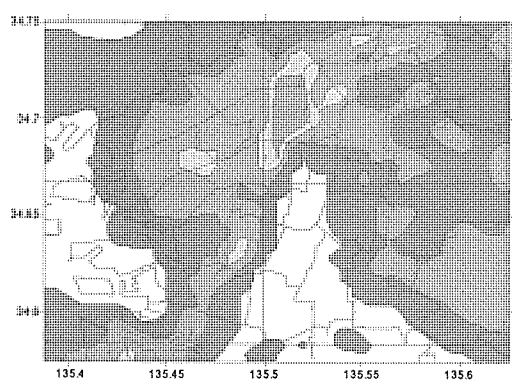
図一 1 主要層準の標高分布 (剥ぎ取り図)



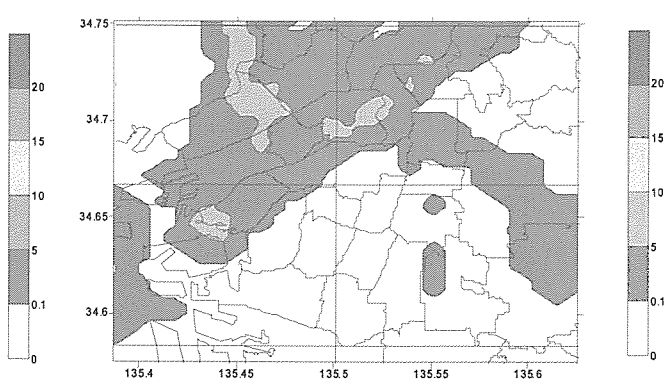
(a) 沖積層上部



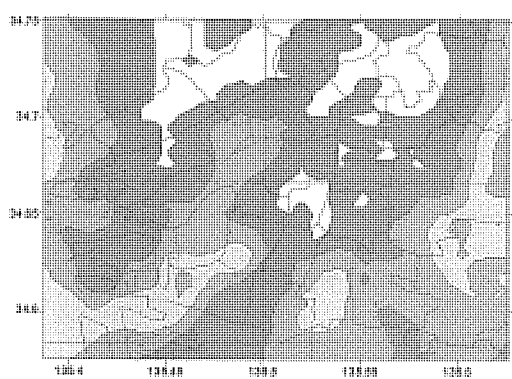
(b) Ma13層



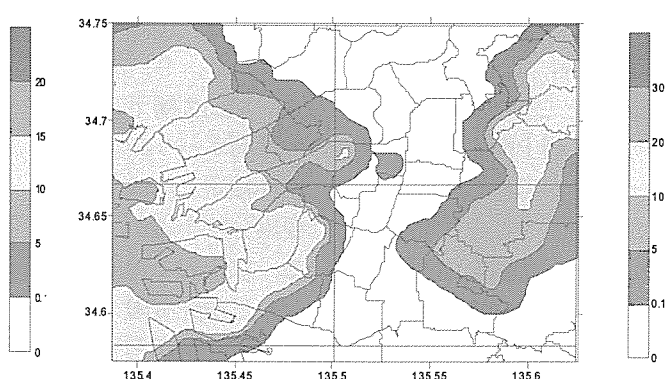
(c) 沖積層下部



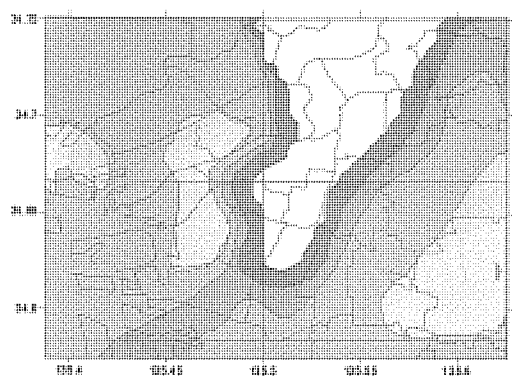
(d) 沖積層最下部



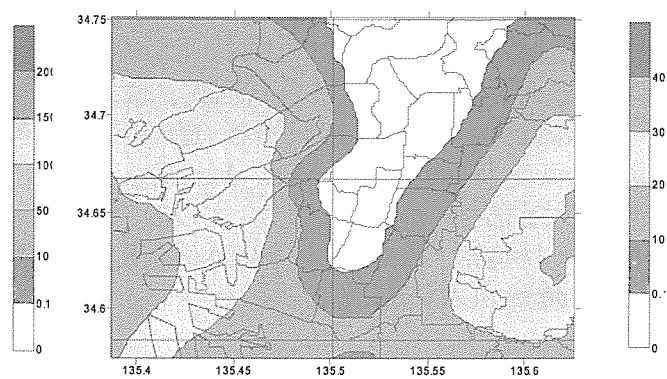
(e) 第1洪積砂礫層



(f) Ma12層



(g) Ma12層\_Ma9層間



(h) Ma9層

図-2 主要層準の層厚分布

あるので、地下水位分布や地下水流路・流速分布に関して広域モデルと整合性がとれたモデルでなければならない。そこで、局所域モデルの構築にあたっては、まず、広域モデルと同様に飽和条件で解析を行い、透水係数などの地盤物性値を決定している。

## 1) 三次元有限要素モデル化

### (1) モデル化範囲・要素分割

大阪平野中央部サブ・モデルは、広域地下水流動モデル内部の大阪市域の東西・南北約 20km の領域で、Ma9 層以浅の堆積層を対象としている。モデル化範囲を図-3に示す。Ma9 層以浅では地盤沈下や液状化などの問題の発生が懸念されており、また、地質・土質に関するデータが比較的豊富であり詳細なモデル化を行うことができる。

平面的な要素分割は広域モデルのメッシュ分割の半分とし、東西 570m・南北 460m としている。各地層の層厚変化や欠層を表現するために要素境界と地層境界面を一致させている。そして、各要素の高さを 3 次元地質構造モデルにもとづき地層および地点ごとに設定している。また、欠層は上位層の材質をあてはめることにより再現している。地層区分は、地表から Layer 1 (沖積層上部), Layer 2 (Ma13 層), Layer 3 (沖積層下部), Layer 4 (沖積層最下部), Layer 5 (第 1 洪積砂礫層), Layer 6 (Ma12 層), Layer 7 (第 2 洪積砂礫層), Layer 8 (Ma11 層), Layer 9 (第 3 洪積砂礫層), Layer 10 (Ma10 層), Layer 11 (大阪層群砂礫層 (OS10 層)), Layer 12 (Ma9 層) の 12 層とし、Layer 2, 6, 8, 10, 12 を難透水層, Layer 1, 3, 4, 5, 7, 9, 11 を帯水層としてモデル化した。なお、Ma12 層下面から Ma9 層上面までの地層区分は深層ボーリング OD-1 を参考にしている。また、沖積層上部は不飽和解析を行うことを前提として要素分割を細かくしており、4 要素を割りふっている。以上のモデル化により深度方向の要素分割数は 29, 三次元有限要素モデルの要素数は 46,284, 節点数は 50,310 となった。大阪平野中央部サブ・モデルの三次元有限要素モデルを図-4に示す。

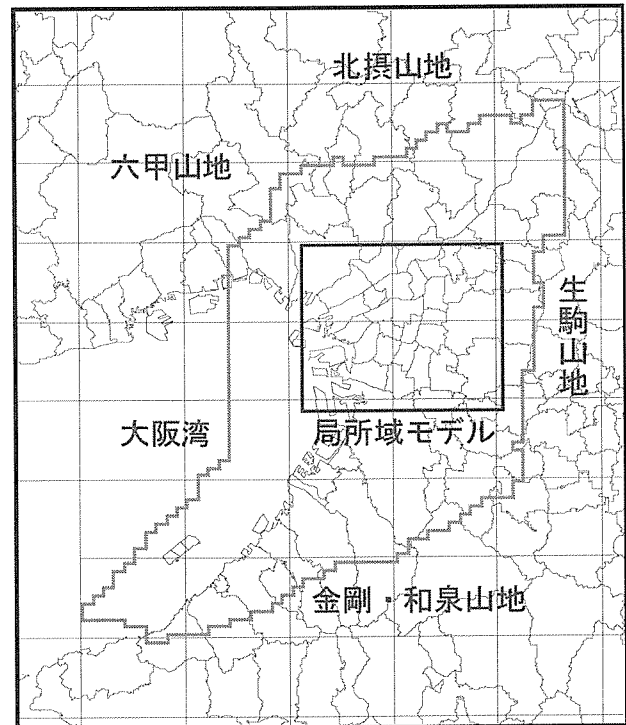


図-3 局所域モデルのモデル化範囲

### (2) 境界条件

地表境界は広域モデルと同様に接谷面高の 1/3 とし、地下水面を地表面で固定している。海面も広域モデルと同様に T.P.+0m に固定している。底部境界は基盤岩ではなく Ma9 層下面である。Ma9 層を難透水層として底部を不透水境界と設定している。東西・南北の側方境界は広域モデルの解析水位を用いる水位変動境界としている。

## 2) 解析条件

### (1) 解析期間

解析期間は、1990 年 (平成 2 年) 1 月から 1999 年 (平成 11 年) 12 月までの 10 年間とした。解析

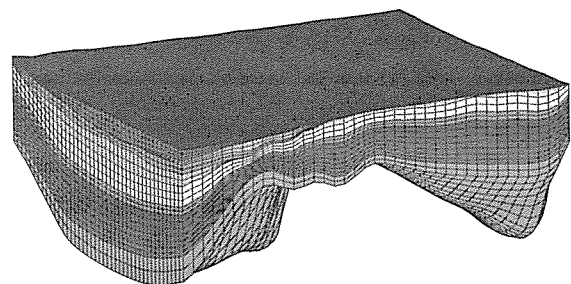


図-4 3次元有限要素モデル  
鉛直方向は 50 倍して表示している

での時間増分は1ヶ月である。

## (2) 初期条件・境界条件

初期地下水位分布として、広域モデルにおける1989年(平成元年)12月の解析水位分布を適用した。また、側方境界は水位変動境界であり、広域モデルにおける1990年1月から1999年12月までの解析水位を用いている。局所域モデルのメッシュ分割は水平・鉛直方向で細分化されているため、局所域モデルのすべての節点に対して広域モデルの解析水位を対応させることができない。そこで、まず、平面座標が広域モデルと一致する節点に対して解析水位を適用し、その地下水位値を用いて補間処理を行い、その他の節点に対して初期・境界地下水位を与えた。

## (3) 揚水量条件

局所域モデルの揚水地点は広域モデルと同一である。広域モデルの深度方向の揚水量分布は深度揚水率データにもとづいているが、局所域モデルでは帯水層毎に揚水量を設定している。第1洪積砂礫層以浅では主に堺市沿岸域と東大阪地域で揚水が行われており、第2洪積砂礫層以深では大阪南部の湾沿岸と八尾市域において揚水が行われている。第2洪積砂礫層以深からの揚水量が全体の3分の2以上を占めている。

## (4) 地盤物性値

広域モデルでは沖積層を一括して難透水層としているが、局所域モデルでは、上部・Ma13・下部・最下部に分轄している。沖積層上部は、東大阪地域でシルトや粘土が卓越することを考慮して平均的な値として水平方向の透水係数を $1 \times 10^{-5}$  (cm/sec)、鉛直方向の透水係数を $1 \times 10^{-6}$  (cm/sec) に設定した。Ma13層以深については広域モデルの値を適用しているが、鉛直方向の透水係数を10分の1としている。局所域モデルの地盤物性値を表-1に示す。

# 4. 解析結果

広域モデルとの整合性の検討は、主として第1洪積砂礫層、第2洪積砂礫層、大阪層群砂礫層での地下水位変動にもとづいて行っている。地下水位分布等は、1年後(1990年12月)、5年後(1994年12月)、10年後(1999年12月)を示している。上町台地の西側を西大阪地域、東側を東大阪地域としている。

## (1) 地下水位経時変化

局所域モデルの地下水位経時変化を、観測水位、広域モデルによる結果とともに示したのが図-5である。局所域モデルによる結果は広域モデルの結果と一致しており、西大阪地域では観測水位とよく一致しているが東大阪地域では大きな水位を与える。東大阪地域での計算水位と観測水位の違いは初期水位値によるものであり、地下水位の変動速度そのものは観測挙動によく対応している。

## (2) 地下水压分布・地下水流路・流速分布

沖積層下部の地下水压分布・地下水流路・流速分布を図-6に示す。沖積層下部では上町台地から涵養される地下水は山地や海からの地下水と合流し、揚水による水位低下域に流入していく。西大阪地域においては淀川を逆流するような流れと堺市沿岸域に向かう流れが、また、東大阪地域南部では上町台地に沿う流れが確認できる。

沖積層最下部の地下水压分布・地下水流路・流速分布を図-7に示す。西大阪地域では旧淀川や旧猪名川の川筋を西側からの地下水が流入して地下水位低下域に向かう。東大阪地域では旧大和川の川筋を流れる。最下部層は礫質層であり、これらの地下水は山地や海・河川などからの伏流水と考えられる。

第1洪積砂礫層の地下水压分布・地下水流路・流速分布を図-8に示す。上町台地を境界として西大阪地域と東大阪地域に分かれる地下水流動が

表-1 局所域モデルの地盤物性値

地層	x y 方向の透水係数 (cm/s)	z 方向の透水係数 (cm/s)	有効間隙率	比貯留係数 (cm <sup>3</sup> )
Layer 1 (沖積層上部)	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.0 \times 10^{-6}$	0.40	$1.9 \times 10^{-7}$
Layer 2 (Ma13層)	$2.0 \times 10^{-7}$	$2.0 \times 10^{-8}$	0.50	$2.0 \times 10^{-6}$
Layer 3 (沖積層下部)	$3.0 \times 10^{-2}$	$3.0 \times 10^{-3}$	0.35	$1.9 \times 10^{-7}$
Layer 4 (沖積層最下部)	$5.0 \times 10^{-2}$	$5.0 \times 10^{-3}$	0.35	$1.9 \times 10^{-7}$
Layer 5 (第1洪積砂礫層)	$3.0 \times 10^{-2}$	$3.0 \times 10^{-3}$	0.35	$1.9 \times 10^{-7}$
Layer 6 (Ma12層)	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-7}$	0.61	$1.0 \times 10^{-6}$
Layer 7 (第2洪積砂礫層)	$1.0 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-4}$	0.33	$1.7 \times 10^{-7}$
Layer 8 (Ma11層)	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-7}$	0.60	$1.0 \times 10^{-6}$
Layer 9 (第3洪積砂礫層)	$1.0 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-4}$	0.33	$1.7 \times 10^{-7}$
Layer 10 (Ma10層)	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-7}$	0.60	$1.0 \times 10^{-6}$
Layer 11 (大阪層群砂礫層)	$1.0 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-4}$	0.33	$1.7 \times 10^{-7}$
Layer 12 (Ma9層)	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-7}$	0.59	$1.0 \times 10^{-6}$



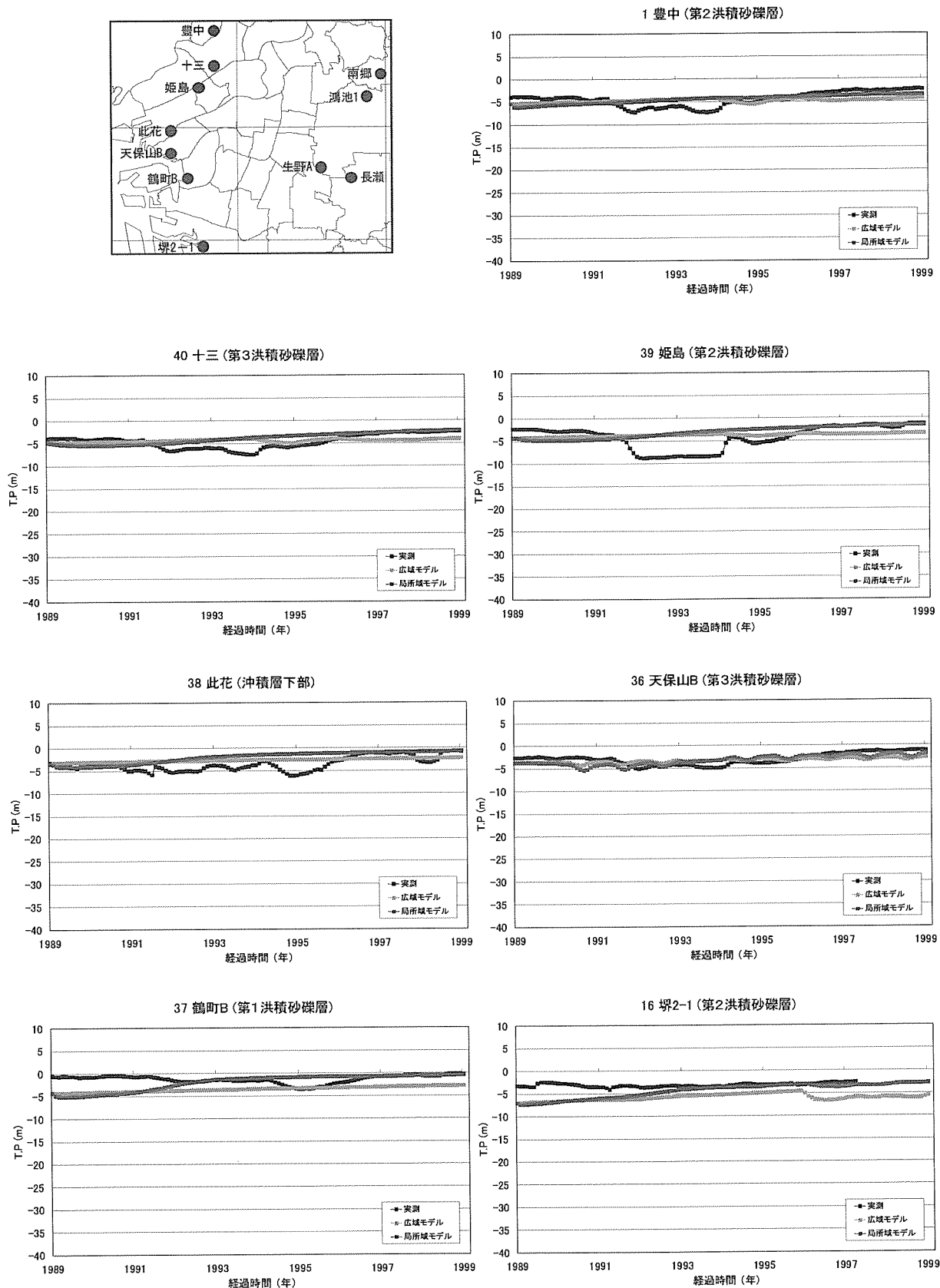
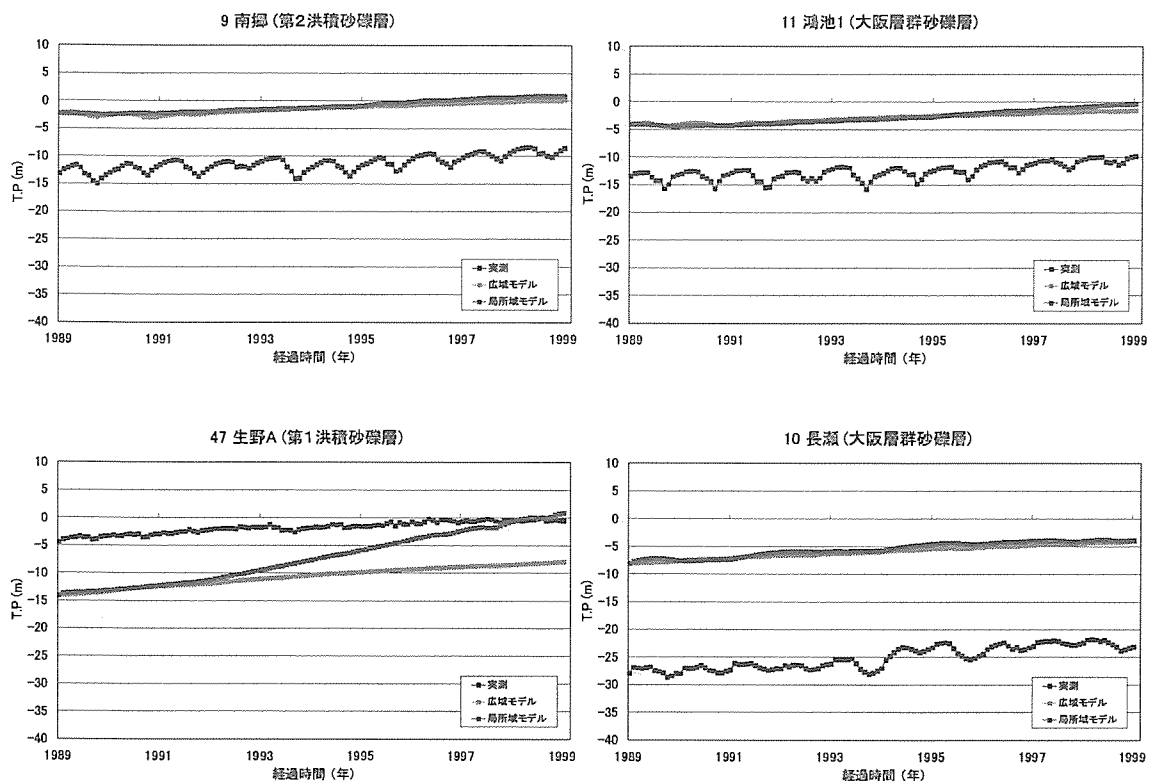


図-5(a) 地下水位経時変化 (西大阪地域)



図－5 (b) 地下水位経時変化（東大阪地域）

確認できる。西大阪地域では上町台地の地下水位が高く、大阪湾から流入する地下水を押し戻すようにして流れていく。また、その回復状況は大阪市域南部から北部に向けて著しい。

第2洪積砂礫層の地下水位分布・地下水流路・流速分布を図－9に示す。上町台地南東部を除く大阪市域の全域で揚水による地下水位低下が確認でき、時間の経過とともに帯水層全域で水位が上昇していく。局所域モデルでは西側、東側、上町台地南東部から涵養がなされており、その傾向はほぼ変化しない。相違点としては、第2洪積砂礫層では南側境界や東側境界において低平地に向かわない地下水流動がある。さらに、上町台地からその周辺に向けて地下水が涵養されており、特に、西大阪地域への圧力伝播が大きく、第1洪積砂礫層と同様に西側からの地下水を押し戻すように流れている。

第3洪積砂礫層や大阪層群砂礫層（OS10層）でも同様の傾向がみられるが、第2洪積砂礫層ほど顕著ではない。東大阪地域の揚水地点への地下水流動は、大阪層群砂礫層が最もはっきりしており、揚水地点周辺の流速も早い。地下水流動はこれらの観測データから推定された涵養経路とよく対応している。

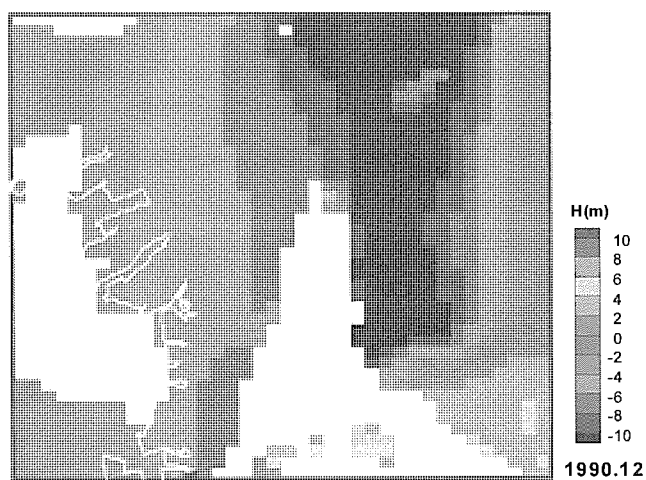
## 5. 結論

大阪平野低平地の Ma9 層以浅において広域モデルよりもより忠実に地層区分を再現した三次元有限要素モデルを構築した。そして、広域モデルにおける解析結果を適用して地下水涵養シミュレーションを行った。

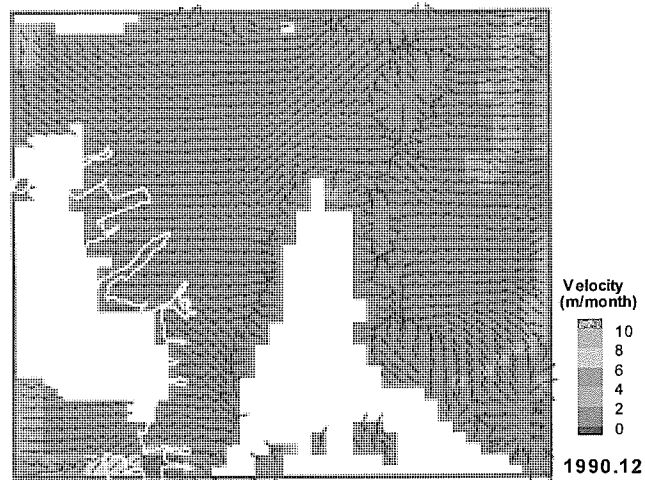
その結果は以下のように要約することができる。

1) 大阪平野地下の地層構成をより忠実に再現しており、沖積層を沖積層上部、沖積層下部、沖積層最下部の三つの帯水層とした。上部層は不圧帯水層であり地形の影響を受けて複雑な地下水流動を示す。下部・最下部層は大阪湾や生駒山麓から涵養され、揚水による地下水位低下域に向かって地下水が流入する。最下部層は局所域モデルで新たに追加した帯水層であり、地下水流動は旧淀川に沿って大阪市域北部に流入することが明らかになった。地形の起伏や水平・鉛直方向の層分布を反映した地下水流動シミュレーションを実施することができた。上町台地の影響が適切に評価されており、涵養域が西大阪地域と東大阪地域に分轄されている。

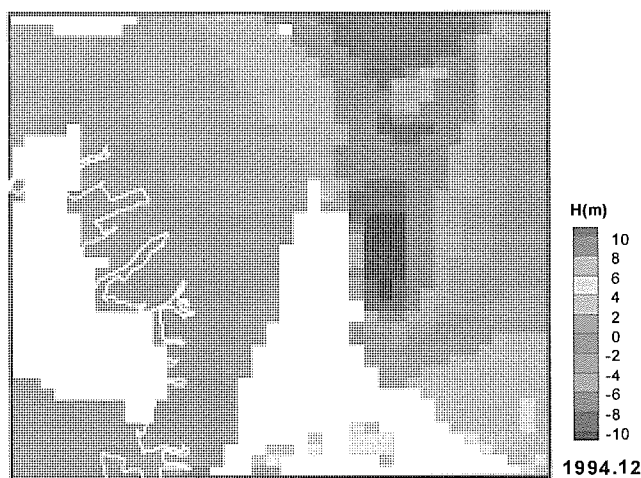




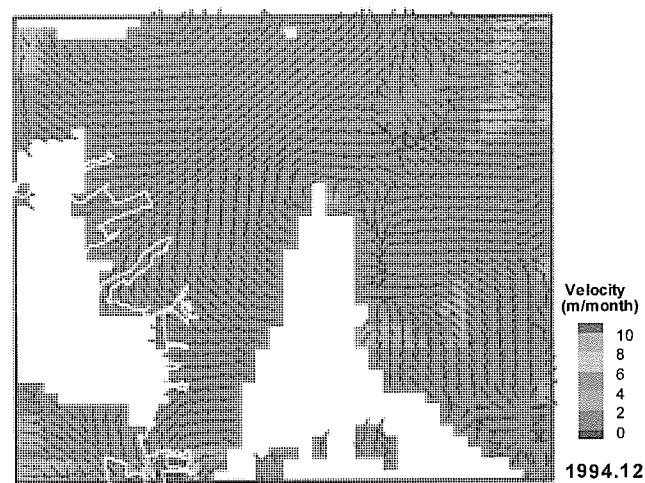
(a) 地下水位分布 (1990 年 12 月)



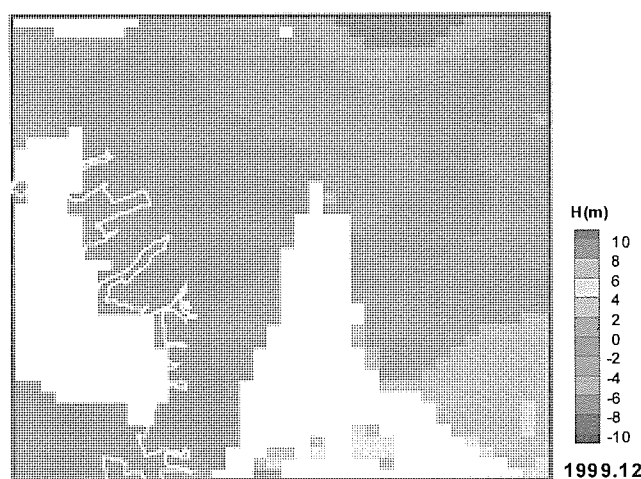
(a) 地下水流路・流速分布 (1990 年 12 月)



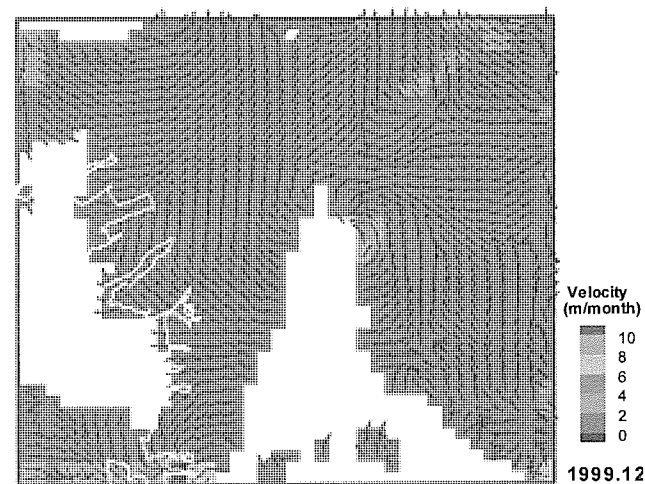
(b) 地下水位分布 (1994 年 12 月)



(b) 地下水流路・流速分布 (1994 年 12 月)

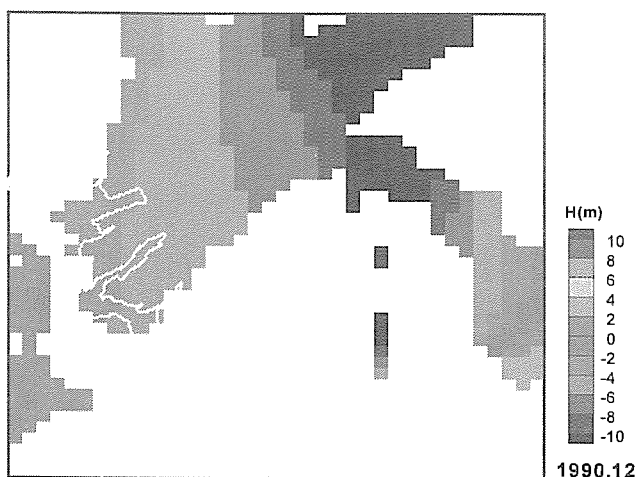


(c) 地下水位分布 (1999 年 12 月)

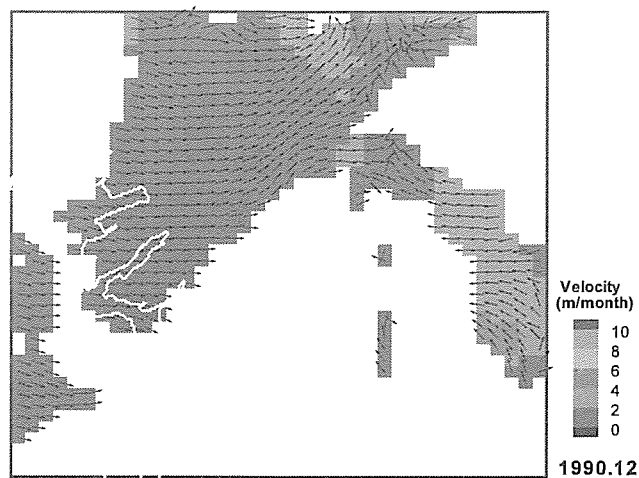


(c) 地下水流路・流速分布 (1999 年 12 月)

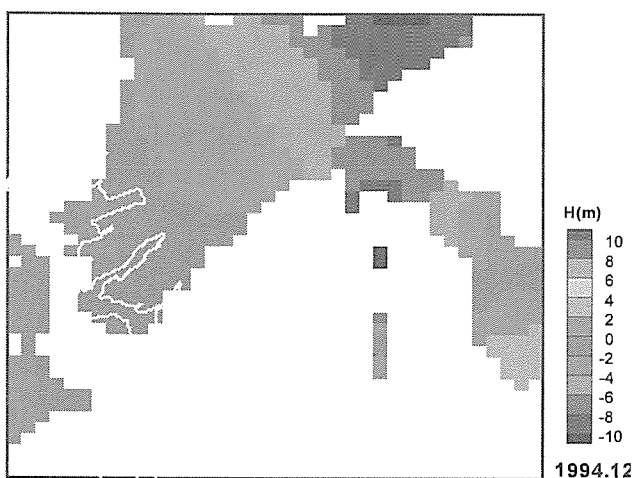
図一 6 沖積層下部の地下水位分布・地下水流路・流速分布



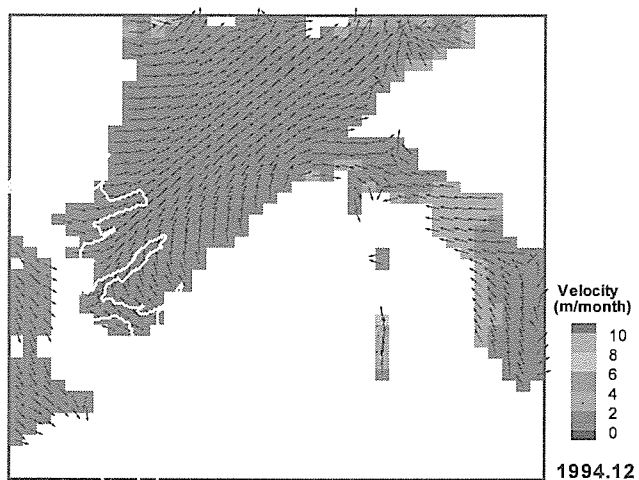
(a) 地下水位分布 (1990 年 12 月)



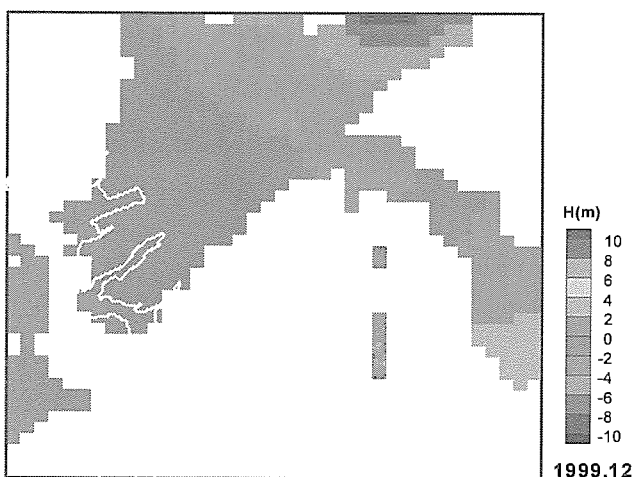
(a) 地下水流路・流速分布 (1990 年 12 月)



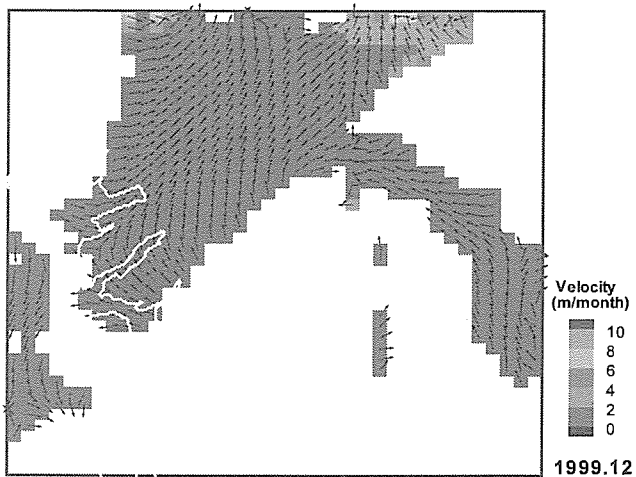
(b) 地下水位分布 (1994 年 12 月)



(b) 地下水流路・流速分布 (1994 年 12 月)

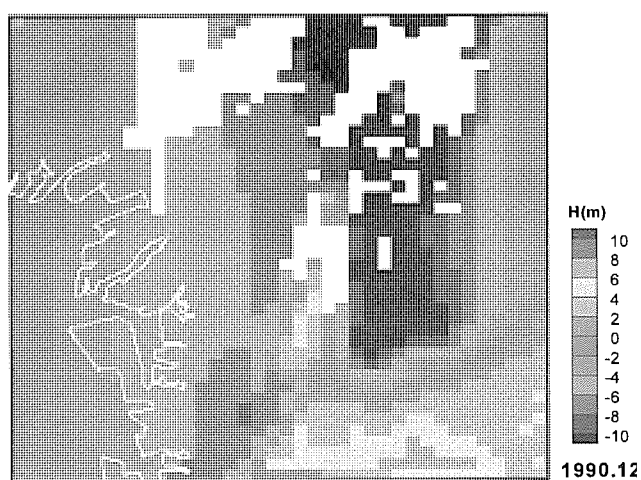


(c) 地下水位分布 (1999 年 12 月)

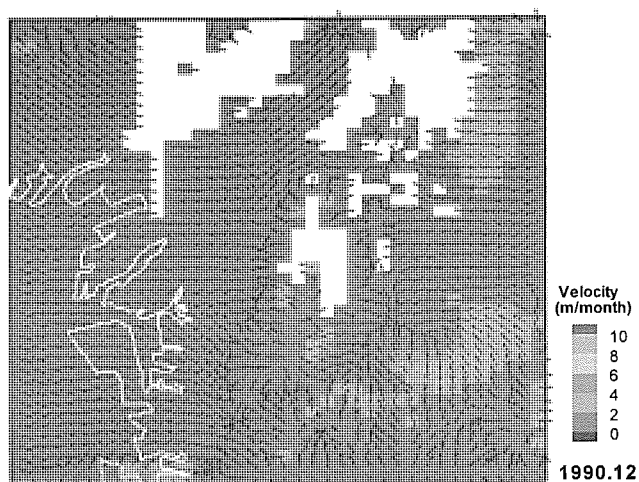


(c) 地下水流路・流速分布 (1999 年 12 月)

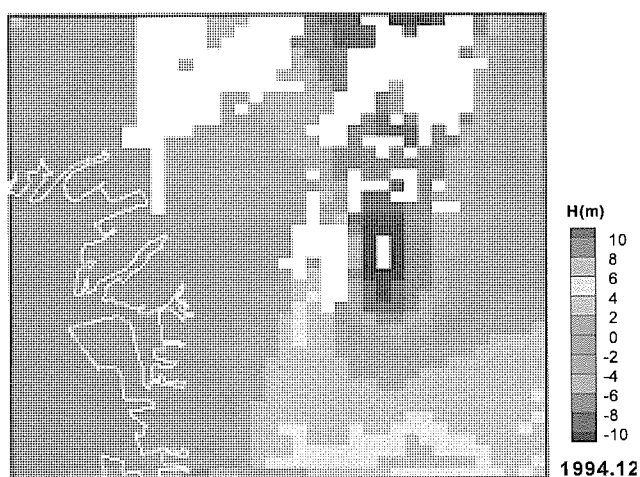
図－7 沖積層最下部の地下水位分布・地下水流路・流速分布



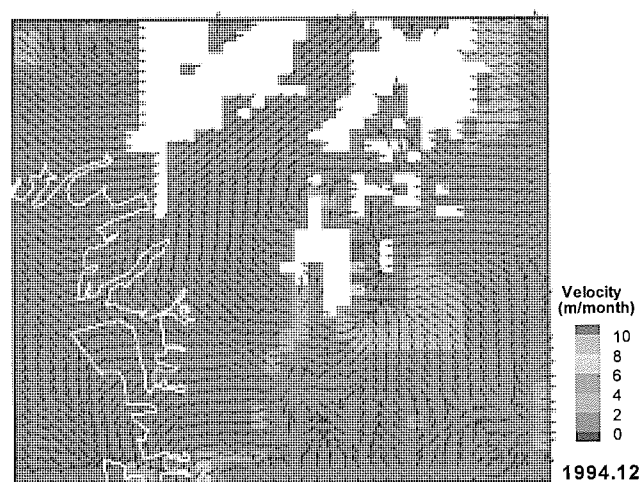
(a) 地下水位分布 (1990 年 12 月)



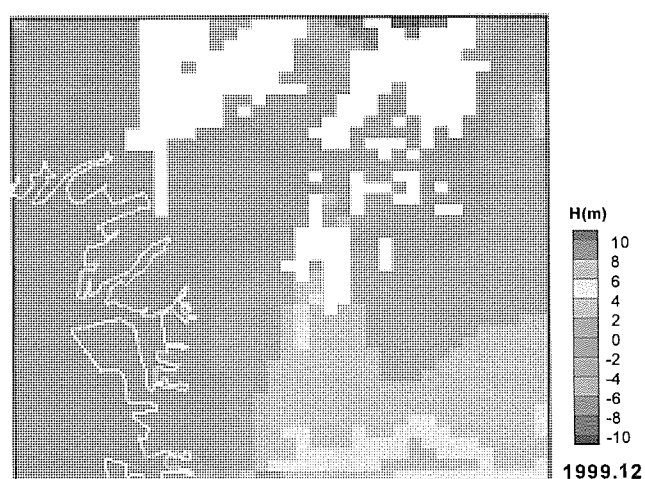
(a) 地下水流路・流速分布 (1990 年 12 月)



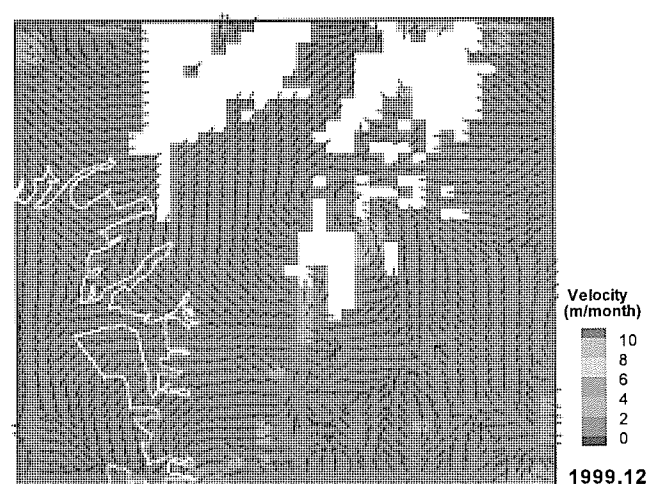
(b) 地下水位分布 (1994 年 12 月)



(b) 地下水流路・流速分布 (1994 年 12 月)



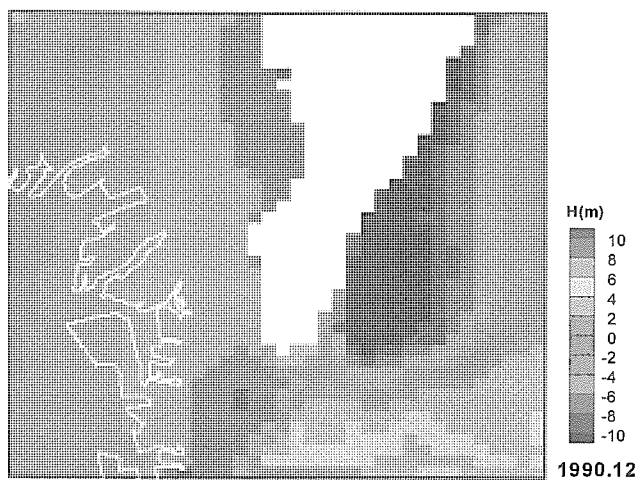
(c) 地下水位分布 (1999 年 12 月)



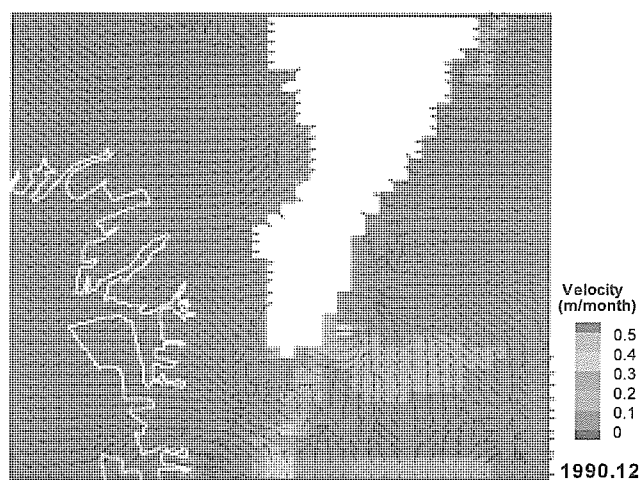
(c) 地下水流路・流速分布 (1999 年 12 月)

図－8 第 1 洪積砂礫層の地下水位分布・地下水流路・流速分布

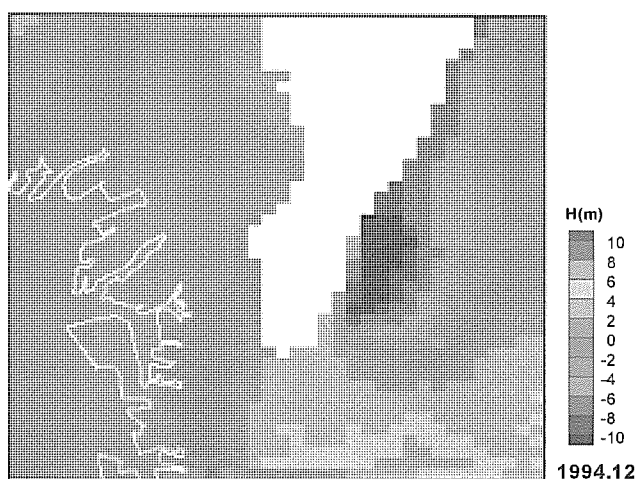




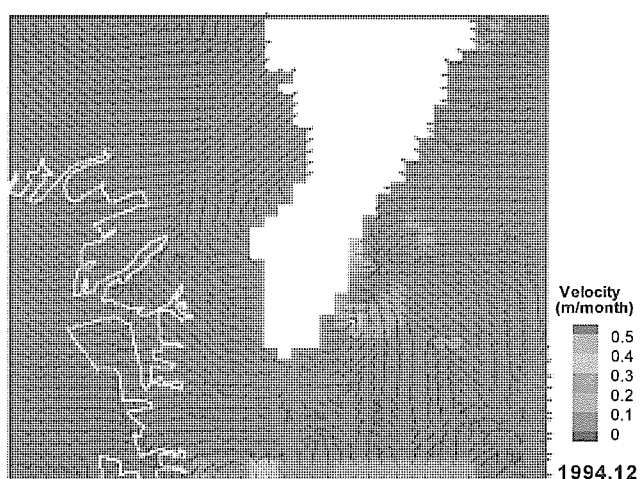
(a) 地下水位分布 (1990 年 12 月)



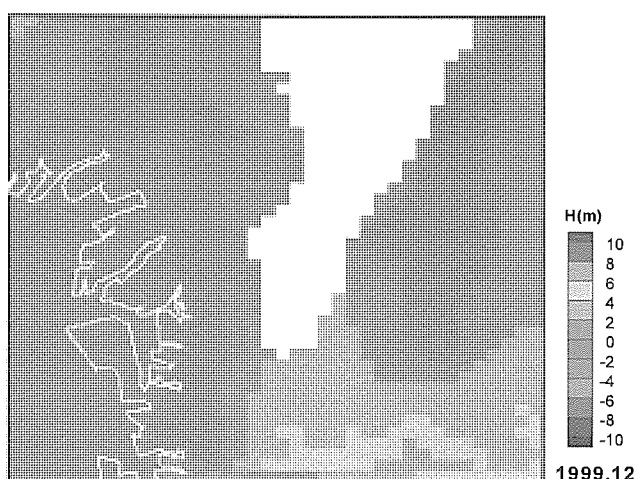
(a) 地下水流路・流速分布 (1990 年 12 月)



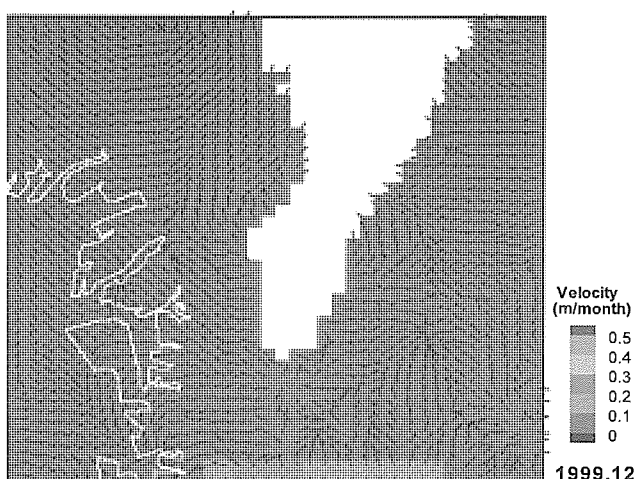
(b) 地下水位分布 (1994 年 12 月)



(b) 地下水流路・流速分布 (1994 年 12 月)



(c) 地下水位分布 (1999 年 12 月)



(c) 地下水流路・流速分布 (1999 年 12 月)

図－9 第2洪積砂礫層の地下水位分布・地下水流路・流速分布

2) 観測水位や広域モデルの解析水位との整合性に関しては、西大阪地域では概ね良好な対応を示している。しかし、東大阪地域では、広域モデルとは概ね良好な対応を示しているが、実測水位との整合性に関しては改善の余地がある。

今後、地下水に関する実測データを積極的に収集するとともにモデルの改善を進めることで、大阪市域の地下水管理において貴重な情報を提供することができると考えられる。

#### 参考文献

- 1) 土質工学会関西支部・関西地質調査協会：新編大阪地盤図，コロナ社，1987.
- 2) 岸尾俊茂，太田擴，山田功，橋本正，長屋淳一：現場透水試験から見た大阪地盤の水理特性，地下水地盤環境に関するシンポジウム発表論文集，pp.83-98，1994.
- 3) 霜上民生，岸尾俊茂，鎌田敏正，有本弘孝，小林圭，沖泰三：大阪地盤帯水層の水理特性，地下水地盤環境に関するシンポジウム発表論文集，pp.21-38，1995.
- 4) 宇野尚雄，中尾健太郎：大阪平野の地下水流動について，土木学会第51回年次学術講演会概要集，Ⅲ－A301，pp. 602-603，1996.
- 5) 宇野尚雄，飯田智之，神谷浩二：大阪平野の地下水位に及ぼす降水量と河川水位の影響，地下水地盤環境に関するシンポジウム1997 発表論文集，pp. 59-78，1997.
- 6) 吉川周作，三田村宗樹：大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比，地質雑誌，Vol.105，pp.332-340，1999.
- 7) 三田村宗樹，吉川周作：大阪平野第四系の海成粘土層基底深度分布の統計的検討，応用地質，Vol.40，pp.149-158，1999.
- 8) 三田村宗樹，吉川周作，内山美恵子：大阪平野における第四系海成粘土層の分布深度の規則性と反射法地震探査断面との対比への応用，地下水技術，Vol.42，No.6，pp.14-24，2000.
- 9) 橋本 正，飯田智之，宇野尚男，神谷浩二：大阪平野の地下水変動の特徴とその影響要因，地下水地盤環境に関するシンポジウム2000 発表論文集，pp. 65-78，2000.
- 10) 阿部信晴，三田村宗樹，中屋眞司，飯田智之，興田敏昭：大阪平野における広域地下水涵養シミュレーションのためのモデル化について，地下水地盤環境に関するシンポジウム2001，pp. 25-34，2001.
- 11) 興田敏昭，阿部信晴，三田村宗樹，中屋眞司，飯田智之：大阪平野広域地下水シミュレーションモデルの構築，地下水地盤環境に関するシンポジウム2002 発表論文集，pp.1-8，2002.
- 12) 興田敏昭，阿部信晴，三田村宗樹，中屋眞司，飯田智之：大阪平野広域地下水シミュレーションモデルの構築，地下水地盤環境に関するシンポジウム2002，pp. 1-8，2002.
- 13) 地下水涵養研究有委員会：大阪平野地下水涵養機構に関する研究Ⅱ．涵養モデルの作業報告，地下水地盤環境に関するシンポジウム2003 発表論文集，pp. 65-78，2003.
- 14) 中屋眞司：地下水溶存成分から推定される大阪平野浅層地下水の涵養経路，地下水地盤環境に関するシンポジウム2004 発表論文集，pp. 135-140，2004.

都市域の地下水利用可能性評価のための  
広域地下水流動解析と地盤変形解析の連結シミュレーション

大阪大学大学院 阿部信晴  
大阪大学大学院 水井裕幸

## 1. はじめに

大阪地域の地下水利用をめぐることは、地盤沈下防止の観点、地下水環境保全の観点から地下水の利用を規制すべきとする意見がある一方、地下水の利便性を求める意見、高地下水位問題に関連して地下水位の低下を望む意見もある。そのため、社会的なコンセンサスを得られる地下水利用のあり方を議論するためには、新たな地下水の利用にともなう地盤沈下量の定量的な予測が不可欠である。都市域での地下水流動は周辺地域の揚水の影響を受けており、地盤の圧密沈下は粘土層内の有効応力状態に強く依存している。地盤沈下量の予測には、過去の地下水揚水による地下水位変動と粘土層（難透水層）内の圧密の進行を高精度で再現することが必要である。このためには、大阪平野地下水盆を対象とした広域地下水流動モデルと高い解像度の地盤変形モデルの連結シミュレーションを行うことが必要となる。しかし、このような解析は、対象とする地盤の地層・地質（透水性・変形特性）情報の不足、また、計算負荷の面からも現実的ではない。本報告は、大阪平野を対象とした広域地下水流動解析と粘土の弾塑性モデルを用いた地盤変形解析の連結解析法により地下水位低下による地盤沈下の予測を行い、連結シミュレーションの有用性について検討したものである。

## 2. 解析手法

新たな地下水の揚水（追加揚水）による地下水位低下量を広域地下水流動解析により算出し、これを地盤変形連成モデルの帯水層の間隙水圧条件として地盤の圧密沈下量を求める連結解析法を用いる。

### 2.1 解析モデル

#### （1）広域地下水流動解析

広域地下水流動解析は、広域地下水涵養モデル（広域モデル）のサブモデルとして開発された局所域地下水涵養モデル（大阪平野中央部サブモデル）を用いる 3 次元浸透流シミュレーションである。局所域地下水涵養モデルは大阪市とその周辺域の浅層地下水流動を対象としたものであり、広域地下水涵養モデル内の東西・南北約 20km の領域で Ma 9 層以浅の堆積層についてモデル化されている。Ma 9 層以浅では地盤沈下や液状化などの問題の発生が懸念されており、また、地層・地質に関するデータが比較的豊富であり詳細なモデル化が可能である。モデル化の範囲を図 1 に示す。

大阪平野低平地の浅層地層の標高分布にもとづく地質構造モデルにより 3 次元有限要素モデルを作成した。平面要素分割は東西 570m×南北 460m であり、広域モデルのメッシュ分割の半分としている。深度方向の要素分割では、各地層の層厚変化を表現するために要素境界と地層境界面を一致させている。また、欠層は上位の材質を当てはめることで再現している。

地層区分は、地表から Layer 1（沖積層上部）、Layer 2（Ma13 層）、Layer 3（沖積層下部）、Layer 4（沖積層最下部）、Layer 5（第 1 洪積砂礫層）、Layer 6（Ma12 層）、Layer 7（第 2 洪積砂礫層）、Layer 8（Ma11 層）、Layer 9（第 3 洪積砂礫層）、Layer 10（Ma10 層）、Layer 11（大阪層群砂礫層（OS10 層））、Layer 12（Ma9 層）の 12 層とし、Layer 2, 6, 8, 10, 12 を難透水層、Layer 1, 3, 4, 5, 7, 9, 11 を帯水層としている。以上のモデル化により深度方向の要素分割数は 29、3 次元有限要素モデルの要素数は 46,284、節点数は 50,310 となった。3 次元有限要素モデルを図 2 に示す。

モデルの境界条件として、低平地では地下水面を地表面と一致させている。また、山地域では接谷面高の 1/3 標高で地下水位を固定している。海域では海底の地下水位を TP. 0m としている。底部境界は Ma 9 層下面に設定している。Ma 9 層は難透水層であり、地下水の流入・流出はなく不透水境界としている。東西・南北の側方境界は水位指定（変動）境界とし、広域モデルの解析地下水位水を適用している。初期地下水位分布は、広域モデルによる 1999 年（平成元年）12 月の解析地下水位分布を用いている。

局所域地下水涵養モデルの地盤パラメータは、1990 年（平成 2 年）1 月から 1999 年（平成 11 年）12 月までの 10 年間の内挿検定から求められている。地盤パラメータを表 1 に示す。

## (2) 地盤変形解析

連結シミュレーション（非連成解析法）では、広域地下水流動解析によって求められた帯水層の地下水位低下量から地盤の弾塑性モデルを用いて圧密沈下量を求める。地盤内の間隙水圧低下にともなう有効応力の増加により地盤沈下が発生するので、弾塑性解析では粘土層の初期有効応力と圧密降伏応力の把握が重要である。

### 1) 一次元弾塑性圧密モデル

浅い帯水層において地下水位低下域が広範囲に広がり地盤沈下が一様に発生するようなケースでは一次元弾塑性圧密解析法が用いられる。粘土の一次元弾塑性構成モデルの有効応力増分－ひずみ増分関係、降伏関数  $f$ 、硬化パラメータ  $p_y$  はそれぞれ次式で与えられる。

$$dp = D^{ep} d\varepsilon = \frac{(1+e_o)p}{\lambda} d\varepsilon \quad (1), \quad f = p - p_y = 0 \quad (2), \quad p_y = p_o \exp\left[\left(\frac{1+e_o}{\lambda-\kappa}\right)\varepsilon^p\right] \quad (3)$$

ここに、 $p$ ：有効応力、 $\varepsilon$ ：鉛直ひずみ、 $D^{ep}$ ：弾塑性スティフネス、 $\lambda$ ：圧縮指数、 $\kappa$ ：膨潤指数、 $e_o$ ：初期間隙比、また、 $\lambda = 0.4343C_c$ 、 $\kappa = 0.4343C_s$  の関係がある。

砂層、砂礫層については弾性モデルを適用する。

### 2) 多次元弾塑性モデル

深い帯水層から局所的に地下水を揚水するケースでは、地盤変形の3次元効果により揚水地点で沈下が最大となる不等沈下が発生し、地表に近づくほど沈下量は小さくなる。また、揚水帯水層と地表の間に硬い層が存在すると沈下量は低減される。このようなケースでは一次元圧密解析法では沈下量を予測することはできず、多次元変形解析法が必要となる。ここでは、解析の簡便性から軸対称弾有限要素法による解析を行う。解析には有限要素法による弾塑性軸対称圧密解析法を用いており、粘土層の異方圧密粘土の有効応力増分－ひずみ増分関係、弾塑性構成モデルの降伏関数  $f$ 、硬化パラメータ  $p_y$  はそれぞれ次式で与えられる。

$$d\sigma = D^{ep} d\varepsilon = \left[ D^e - \frac{D^e n m D^e}{A + m D^e n} \right] d\varepsilon \quad (4)$$

$$\text{主働降伏関数} \quad f_a = p \left[ \frac{M_a + (\alpha_a - 1)\bar{\eta}}{M_a + (\alpha_a - 1)\bar{\eta}} \right]^{\left(\frac{\alpha_a}{\alpha_a - 1}\right)} - p_y = 0, \quad \eta \geq \bar{\eta} \quad (5)$$

$$\alpha_a = \frac{C_a}{A_a - \bar{\eta}} + B_a, \quad A_a = \frac{\alpha_{af} M_a - \alpha_{ao} \bar{\eta} - B_a (M_a - \bar{\eta})}{\alpha_{af} - \alpha_{ao}}, \quad C_a = \frac{(B_a - \alpha_{ao})(B_a - \alpha_{af})(M_a - \bar{\eta})}{\alpha_{af} - \alpha_{ao}} \quad (6)$$

$$\text{受働降伏関数} \quad f_p = p \left[ \frac{M_p + (1 - \alpha_p)\bar{\eta}}{M_p + (1 - \alpha_p)\bar{\eta}} \right]^{\left(\frac{\alpha_p}{1 - \alpha_p}\right)} - p_y = 0, \quad \eta \leq \bar{\eta} \quad (7)$$

$$\alpha_p = \frac{C_p}{A_p - \bar{\eta}} + B_p, \quad A_p = \frac{\alpha_{pf} M_p - \alpha_{po} \bar{\eta} - B_p (M_p - \bar{\eta})}{\alpha_{pf} - \alpha_{po}}, \quad C_p = \frac{(B_p - \alpha_{po})(B_p - \alpha_{pf})(M_p - \bar{\eta})}{\alpha_{pf} - \alpha_{po}} \quad (8)$$

$$p_y = p_o \exp\left[\left(\frac{1+e_o}{\lambda-\kappa}\right)v^p\right] \quad (9)$$

ここに、 $d\sigma$ ,  $d\varepsilon$ ：有効応力テンソルおよびひずみテンソル、 $D^e$ ,  $D^{ep}$ ：弾性および弾塑性構成マトリックス、

$m, n$  :  $\partial f / \partial \sigma$  の行および列ベクトル,  $p$  : 平均有効応力,  $\eta$  : 応力比,  $\bar{\eta}$  : 異方圧密時の応力比,  $M_a, M_p$  : 破壊応力比,  $p_y$  : 硬化パラメータ,  $\alpha_a, \alpha_p$  : 塑性ひずみ増分比パラメータ,  $v^p$  : 塑性体積ひずみ,

主働・受働降伏関数  $f_a, f_p$  は異方圧密線上で滑らかに接続されるので、このモデルは異方圧密された粘土の変形特性を正確に表現することができる。

### 3. 深い帯水層からの揚水による地盤沈下量

大阪市内の大阪駅周辺における揚水（揚水量 397m<sup>3</sup>/日、第2洪積砂礫層）および大東市の大東市役所における揚水（揚水量 295m<sup>3</sup>/日、第1洪積砂礫層・第2洪積砂礫層）による地盤沈下量を予測する。

#### 3.1 揚水による地下水位低下量

図3～図5は、大阪駅、大東市役所における広域地下水流動解析結果であり、揚水地点、揚水地点の地質構造、地下水位低下域、地下水位経時変化が示されている。追加揚水を行う解析と行わない解析を実施して追加揚水による地下水位低下量を評価している。揚水期間は3年である。追加揚水による地下水位低下量は、大阪駅では6.35m（第2洪積砂礫層）、大東市役所では0.53m（第1洪積砂礫層）、8.04m（第2洪積砂礫層）である。

#### 3.2 地盤沈下量の予測

地盤変形解析では軸対称モデルが用いられている。軸対称地盤モデルは深さ 62.4～79.2m、半径 2000mで、深さ方向には沖積層上部砂層から粘土層 Ma11 までを 25～35 要素に、半径方向には 25 要素に分割している。大阪駅、大東市役所の軸対称モデルの有限要素分割を図6に示している。

境界条件は、モデル地盤の地表面を排水面、側方境界・モデル底面（粘土層 Ma11 の底面）を水位指定境界としている。3次元広域地下水流動解析により求めた地下水位低下量は揚水帯水層の間隙水圧値として用いている。地盤変形解析では、粘土については弾塑性モデルを、砂層・砂礫層には弾性モデルを適用している。粘土層の圧縮指数、膨潤指数、破壊応力比は既存のデータベース等から推定し、過圧密比は過去の地下水位低下履歴を考慮して決定した。表2に粘土層 Ma13, Ma12, Ma11 の圧縮指数、膨潤指数、破壊応力比、過圧密比を示している。

表2 粘土層の変形パラメータ

地盤土層	圧縮指数	膨潤指数	破壊応力比	過圧密比
粘土層 (Ma13)	0.37	0.037	1.4	1.2
粘土層 (Ma12)	0.65	0.033	1.4	1.3
粘土層 (Ma11)	0.4	0.02	1.4	1.4

砂層、砂礫層については、弾性係数 8,000 tf/m<sup>2</sup>～14,000 tf/m<sup>2</sup>、ポアソン比 1/3 の弾性体として近似している。

透水パラメータは局所域地下水涵養モデル（大阪平野中央部サブモデル）と同じ値を用いている。

また、地盤の初期有効応力は初期地下水位分布から推定し、初期有効応力状態でのK値を0.5としている。

#### 3.3 解析結果

図7～図9は、大阪駅、大東市役所における地盤変形解析結果であり、追加揚水による沈下量分布（地表面沈下性状）、沈下量一経過時間関係、間隙水圧分布が示されている。

局所的な揚水によって生じる地盤沈下は揚水点で沈下量が最大となる不等沈下性状となり、今回のケースでは半径距離 R=500m付近で沈下勾配が変化する。沈下勾配は揚水点～半径距離 R=500m付近で大きく、R=500m付近～で小さい。沈下量が大きくなるにつれて沈下勾配も大きくなるが、沈下勾配変化点の位置は変化しない。地下水位低下による地盤沈下には長い時間が必要であり、揚水開始から6.3年（2293.3日）後の揚水点での沈下量は、大阪駅（地下水位低下量6.35m）で0.98cm、大東市役所（地下水位低下量0.53m、第1洪積砂礫層）で0.36cm、大東市役所（地下水位低下量8.04m、第2洪積砂礫層）で2.57cmである。地盤沈下量は、地下水位低下量が大きくなると増加するが、揚水帯水層に隣接する粘土層の層厚・圧密特性・過圧密比に依存して変化する。間隙水圧分布から、時間の経過とともに間隙水圧の低下域が隣接の粘土層にも広がっていき、地盤沈下量の増加



域と良く対応している。また、一次元変形とは異なり、地表面沈下は地盤のせん断変形剛性に依存しており、正確な沈下予測のためには砂層・砂礫層のせん断変形特性を適切に評価することが必要である。

#### 4. まとめ

広域地下水流動解析と地盤変形解析の連結シミュレーション手法により地下水位低下を受ける大阪堆積地盤の地盤沈下予測を行った。結果は以下のようにまとめることができる。

- 1) 大阪駅周辺における第2洪積砂礫層からの揚水および大東市の大東市役所における第1洪積砂礫層・第2洪積砂礫層からの揚水による地盤沈下量を軸対称弾塑性地盤モデルにより予測した。求められた沈下量分布（地表面沈下性状）、沈下量一経過時間関係、間隙水圧分布から、ほぼ妥当な解析結果と判断される。
- 2) 地盤の透水・変形パラメータが適切に決定されるならば、広域地下水流動解析と地盤変形解析の連結シミュレーション手法によって都市域の地下水利用可能性評価のための沈下量予測が可能である。
- 3) 地下水位低下量が大きくなると粘土層が圧密降伏（正規圧密化）するため沈下量が急増する。沈下量を小さく抑えるためには過圧密域内で応答させることが必要である。地盤沈下量を正確に予測するためには、粘土層の応力履歴を明らかにして過圧密状態を正確に評価することが重要である。
- 4) 深い帯水層から局所的に地下水を揚水するとき、地盤変形の3次元効果により地表では揚水地点で沈下が最大となる不等沈下が発生する。地表面沈下量・沈下性状は堆積層のせん断変形剛性に依存しており、正確な予測には砂層・砂礫層のせん断変形特性の的確な評価が必要である。
- 5) 粘土層の圧密に起因する地盤沈下は、地下水位低下後、長期にわたって継続し、地盤沈下が収束するには数年を要する。したがって、地盤沈下を低減させるための地下水の揚水管理が可能である。

#### 参考文献

- 1) 日本建築学会近畿支部，土質工学会関西支部：大阪地盤図，コロナ社，1966.
- 2) 土質工学会関西支部，関西地質調査業協会：新編大阪地盤図，コロナ社，1987.
- 3) 岸尾俊茂，太田 擴，橋本 正，長屋淳一：水位低下による過圧密粘土の圧縮特性，第28回土質工学研究発表会発表講演集，pp.463-464，1993.
- 4) 岸尾俊茂，太田 擴，山田 功，橋本 正，長屋淳一：水位低下による過圧密粘土の圧縮特性（その2），第29回土質工学研究発表会発表講演集，pp.299-300，1994.
- 5) 研究討論会テキスト，地下水制御が地盤環境に及ぼす影響評価，第3章 地下水位低下に伴う沖積粘土層の圧密沈下，2002.
- 6) 地下水涵養研究委員会：大阪平野の広域地下水流動モデルと涵養機構，地下水涵養研究委員会報告書，7.2 大阪平野における広域地下水流動シミュレーション解析，pp.144-155，平成17年6月.
- 7) 阿部信晴：大阪平野中央部における浅層地下水流動シミュレーション解析，平成17年度地下水涵養研究委員会研究活動報告書，pp.55-66，平成18年6月.



図1 局所域モデルのモデル化領域

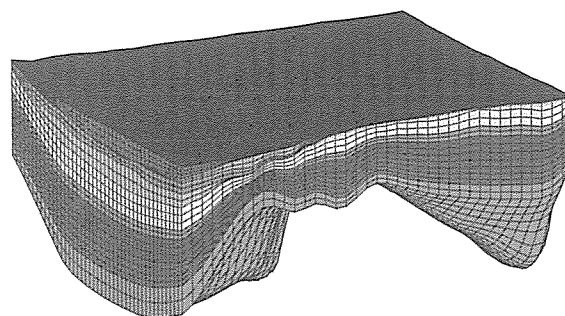


図2 3次元有限要素モデル  
(鉛直方向は20倍して表示)

表1 局所域地下水涵養モデルの地盤物性値

地層	x y方向の透水係数 (cm/s)	z方向の透水係数 (cm/s)	有効間隙率	比貯留係数 (cm <sup>-1</sup> )
Layer 1 (沖積層上部)	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.0 \times 10^{-5}$	0.40	$1.9 \times 10^{-7}$
Layer 2 (Ma13層)	$2.0 \times 10^{-7}$	$2.0 \times 10^{-9}$	0.50	$2.0 \times 10^{-6}$
Layer 3 (沖積層下部)	$3.0 \times 10^{-2}$	$3.0 \times 10^{-3}$	0.35	$1.9 \times 10^{-7}$
Layer 4 (沖積層最下部)	$5.0 \times 10^{-2}$	$5.0 \times 10^{-3}$	0.35	$1.9 \times 10^{-7}$
Layer 5 (第1洪積砂礫層)	$3.0 \times 10^{-2}$	$3.0 \times 10^{-3}$	0.35	$1.9 \times 10^{-7}$
Layer 6 (Ma12層)	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-7}$	0.61	$1.0 \times 10^{-6}$
Layer 7 (第2洪積砂礫層)	$1.0 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-4}$	0.33	$1.7 \times 10^{-7}$
Layer 8 (Ma11層)	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-7}$	0.60	$1.0 \times 10^{-6}$
Layer 9 (第3洪積砂礫層)	$1.0 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-4}$	0.33	$1.7 \times 10^{-7}$
Layer 10 (Ma10層)	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-7}$	0.60	$1.0 \times 10^{-6}$
Layer 11 (大阪層群砂礫層)	$1.0 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-4}$	0.33	$1.7 \times 10^{-7}$
Layer 12 (Ma9層)	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-7}$	0.59	$1.0 \times 10^{-6}$

図3 広域地下水流動解析（大阪駅 第2 洪積砂礫層 追加揚水量 397m<sup>3</sup>/日）

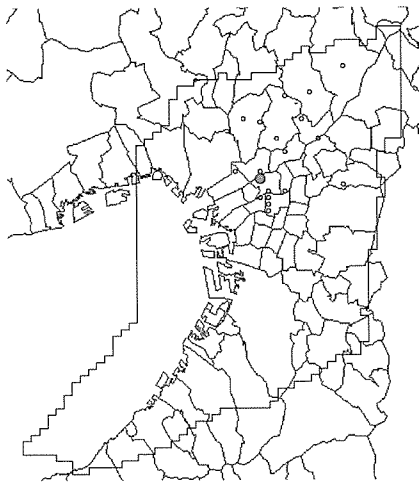


図3.1 揚水地点

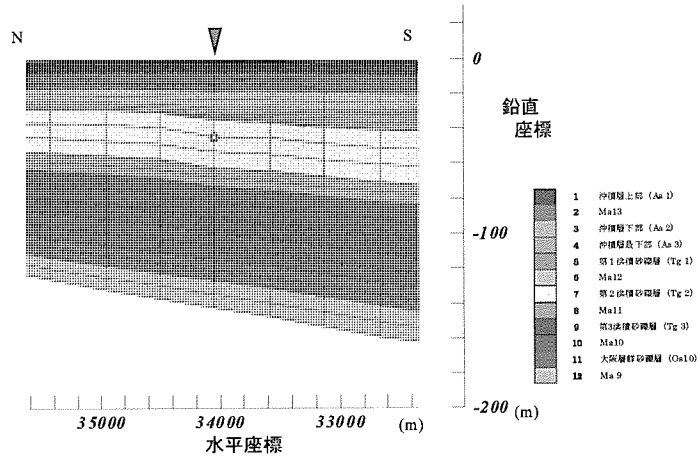


図3.2 揚水地点の地質構造

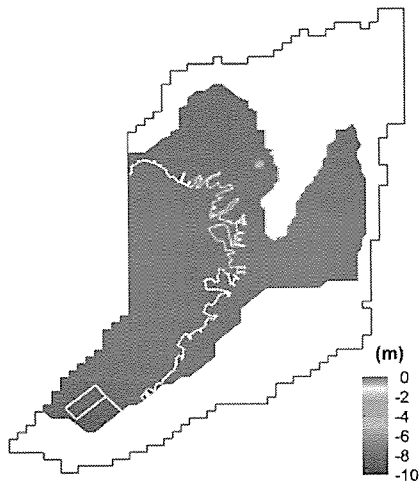


図3.3 地下水位低下量（平面分布）

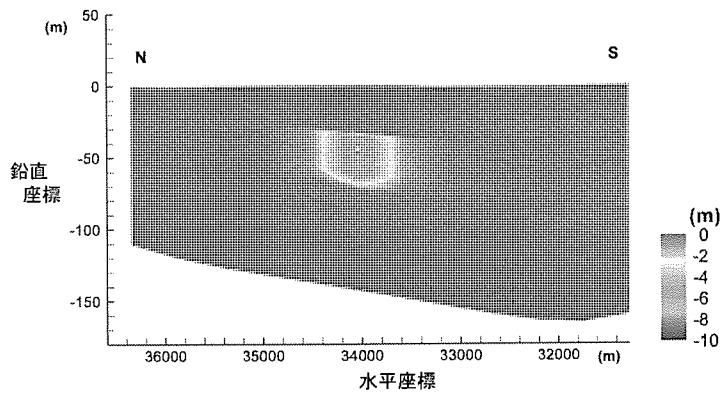


図3.4 地下水位低下量（断面分布）

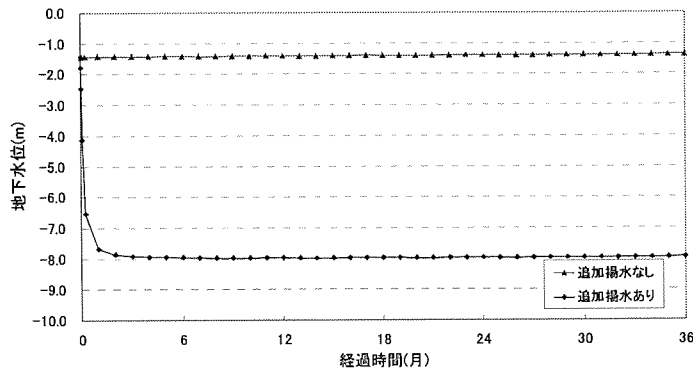


図3.5 地下水位経時変化

図4 広域地下水流動解析（大東市役所 第1洪積砂礫層 追加揚水量 295m<sup>3</sup>/日）

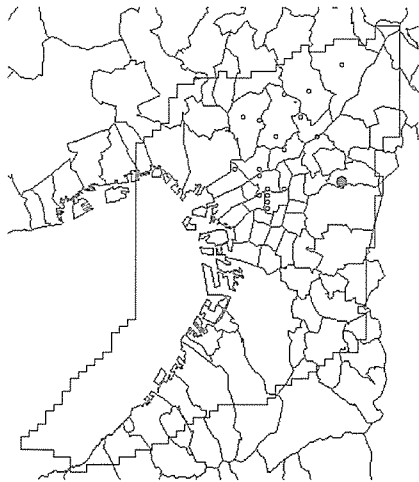


図4.1 揚水地点

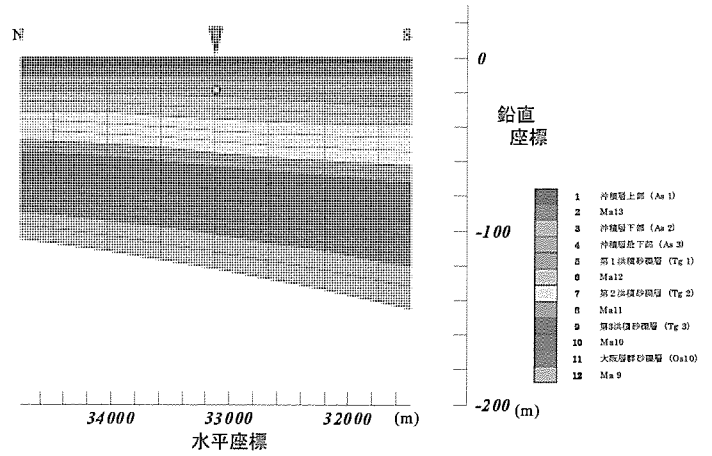


図4.2 揚水地点の地質構造

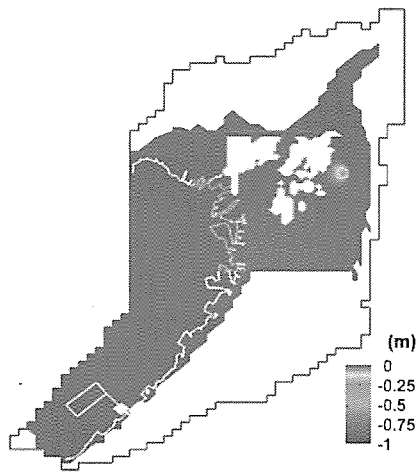


図4.3 地下水水位低下量（平面分布）

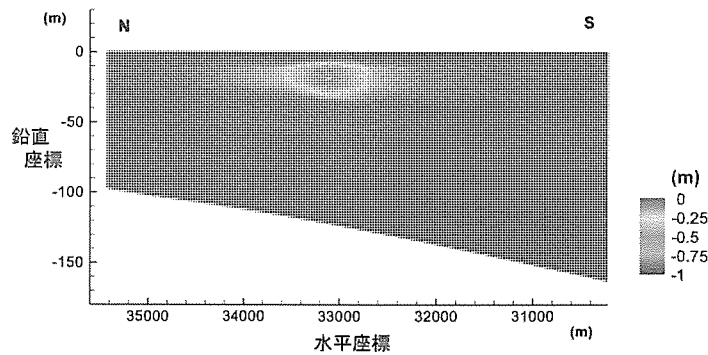


図4.4 地下水水位低下量（断面分布）

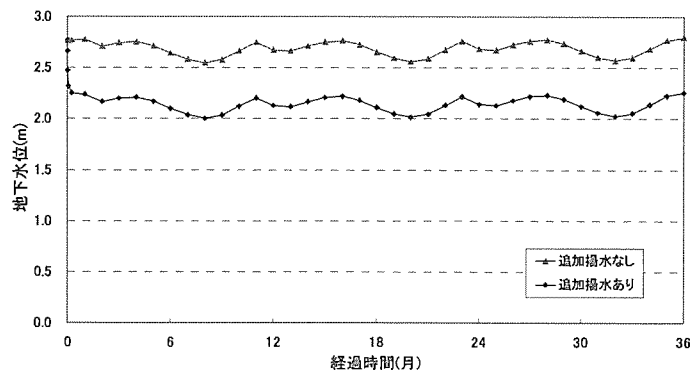


図4.5 地下水水位経時変化

図5 広域地下水流動解析（大東市役所 第2 洪積砂礫層 追加揚水量 295m<sup>3</sup>/日）

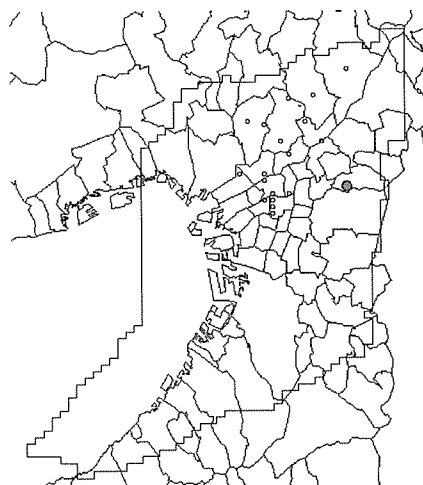


図5.1 揚水地点

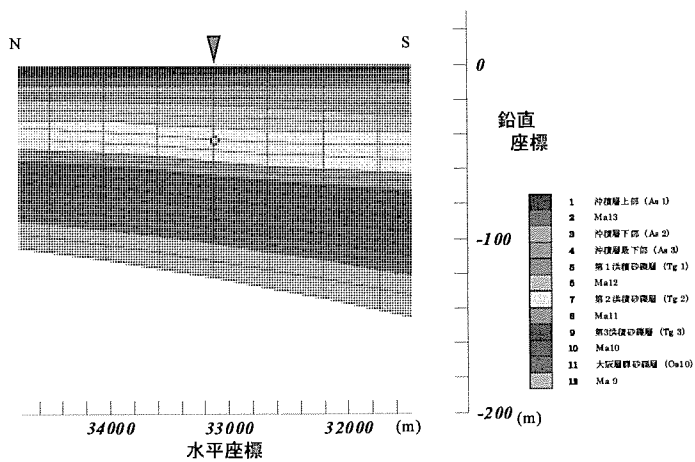


図5.2 揚水地点の地質構造

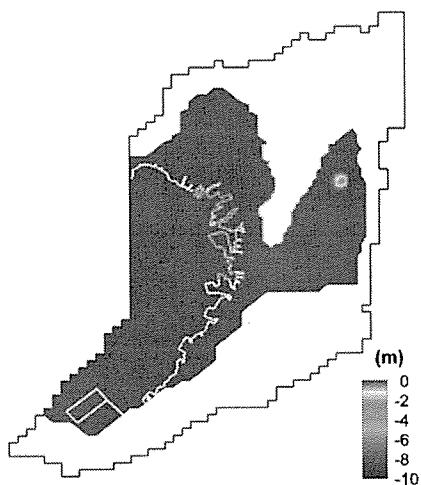


図5.3 地下水位低下量（平面分布）

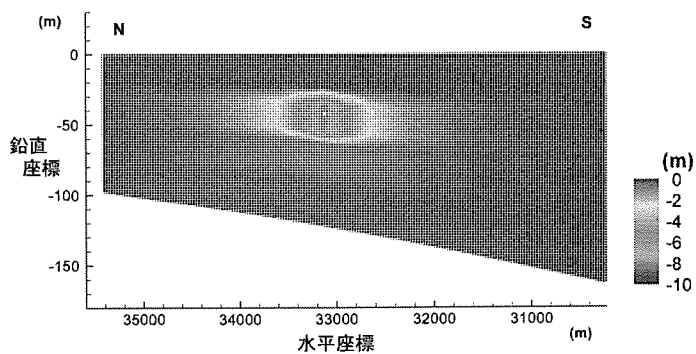


図5.4 地下水位低下量（断面分布）

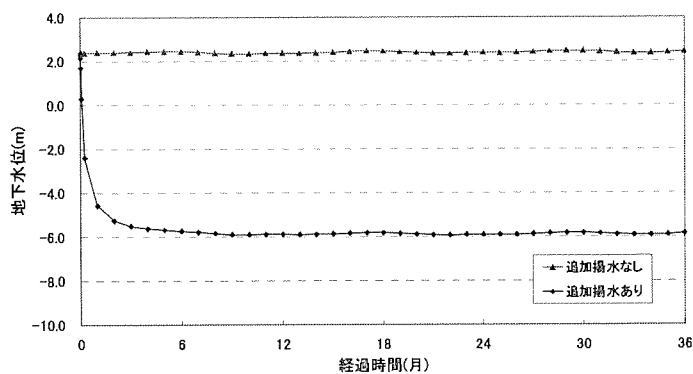


図5.5 地下水位経時変化

図6 地盤変形解析

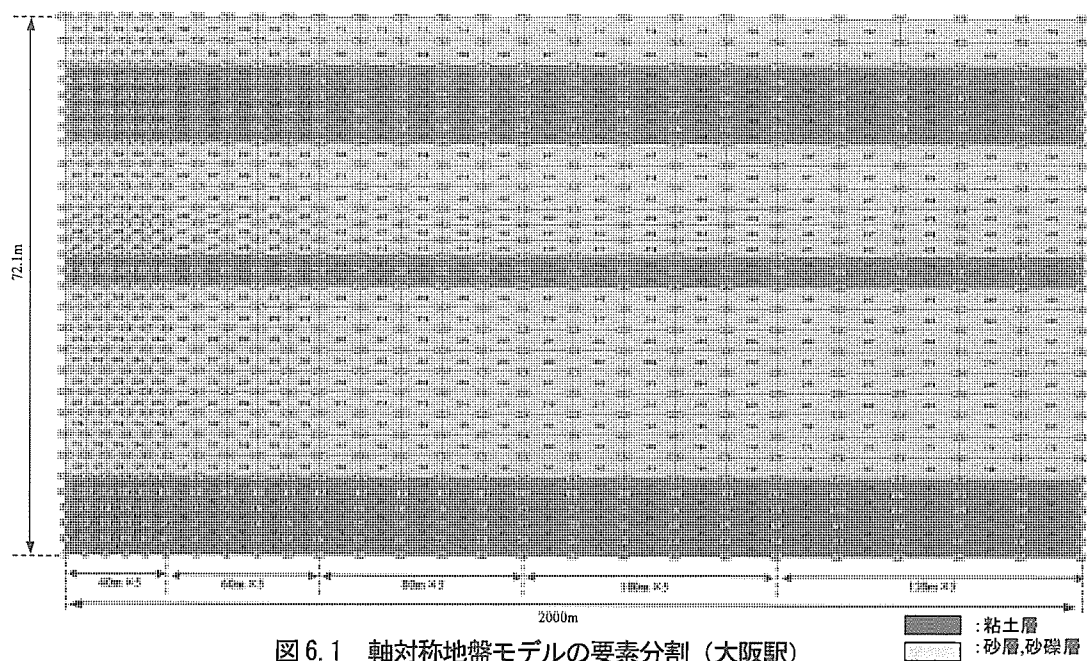


図 6.1 軸対称地盤モデルの要素分割 (大阪駅)

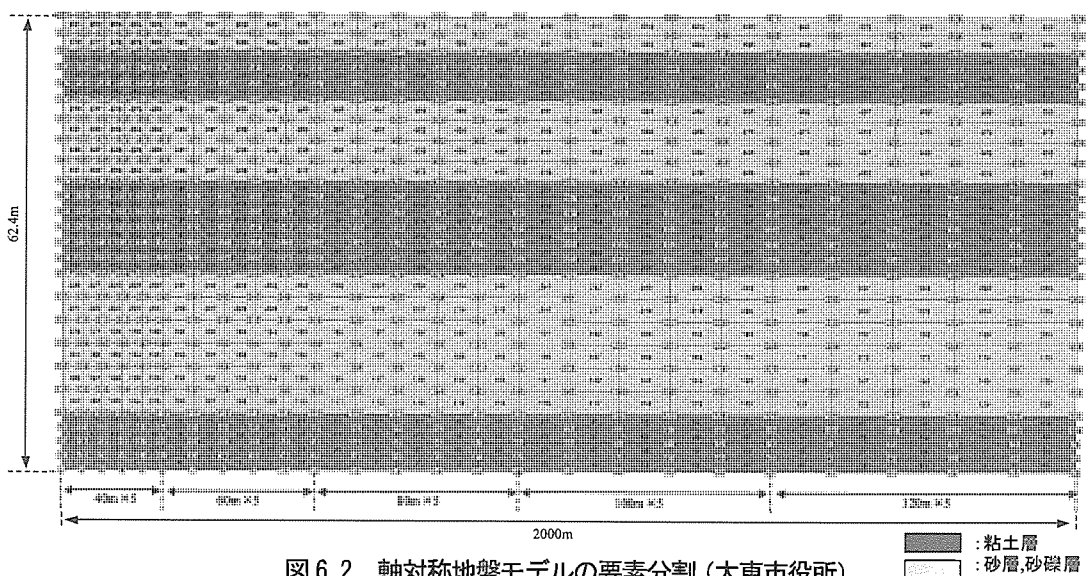


図 6.2 軸対称地盤モデルの要素分割 (大東市役所)

図7 地盤変形解析結果（大阪駅 第2 洪積砂礫層 追加揚水量 397m<sup>3</sup>/日）

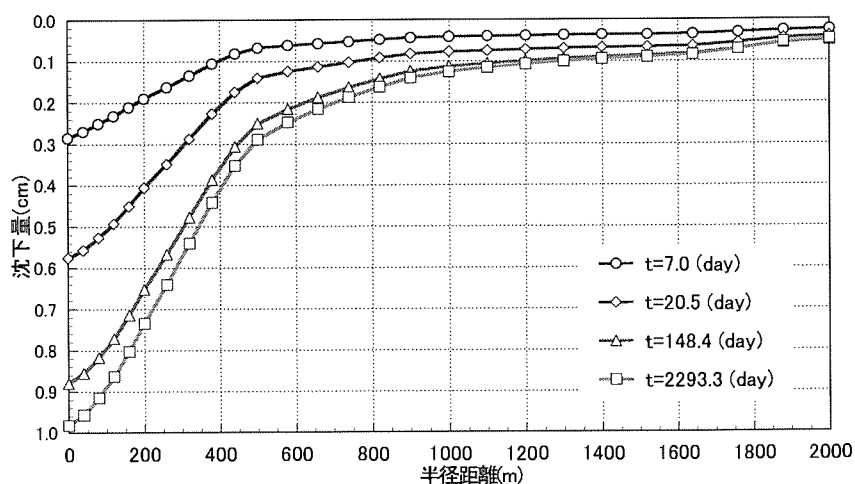


図 7.1 沈下量分布

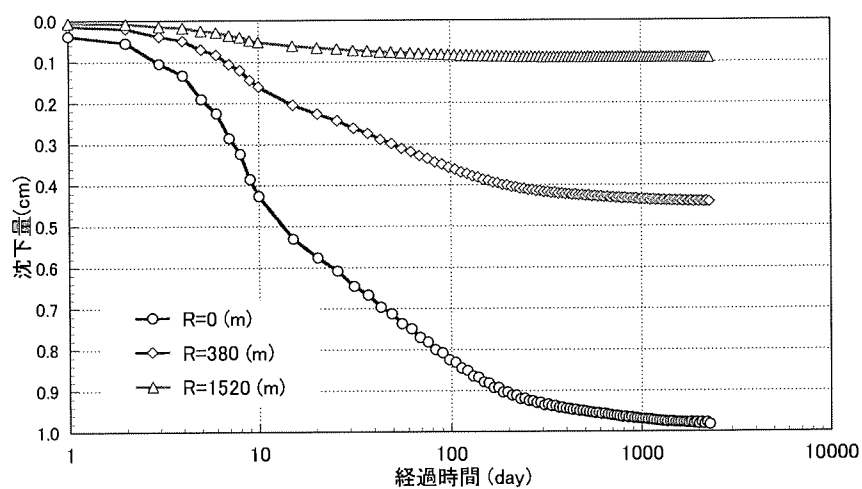


図 7.2 沈下量-経過時間関係

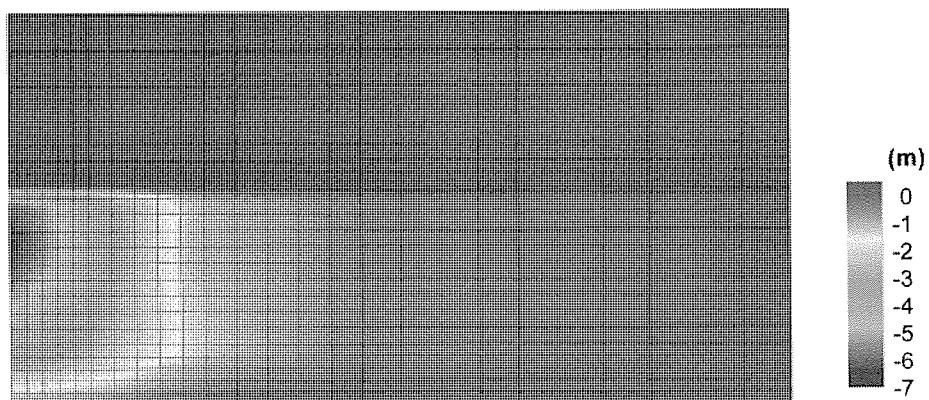


図 7.3 間隙水压分布（2293.3 日）

図8 地盤変形解析結果（大東市役所 第1 洪積砂礫層 追加揚水量 295m<sup>3</sup>/日）

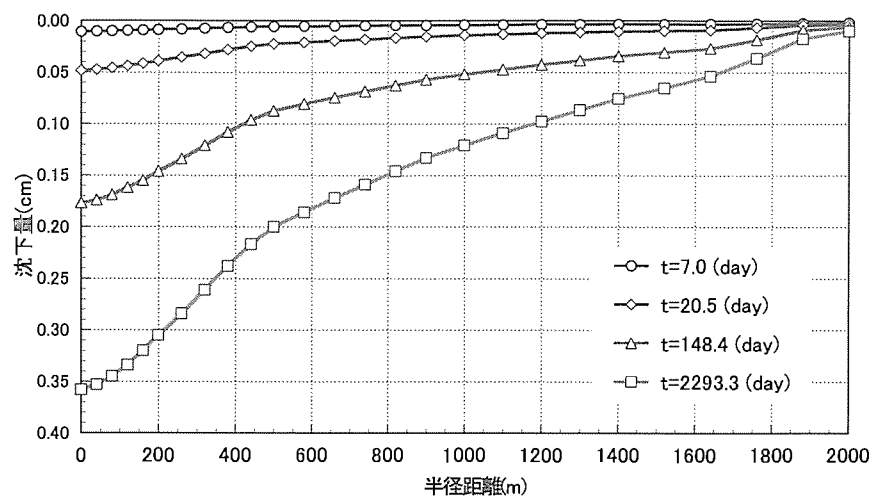


図 8.1 沈下量分布

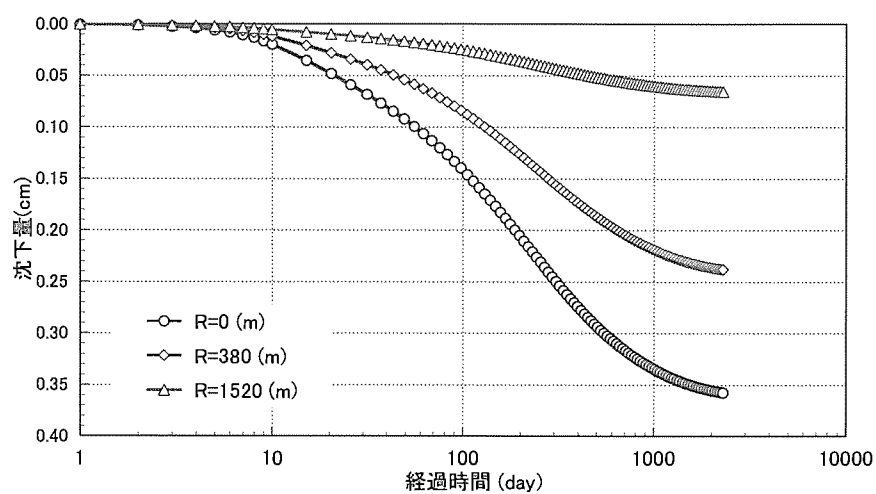


図 8.2 沈下量-経過時間関係

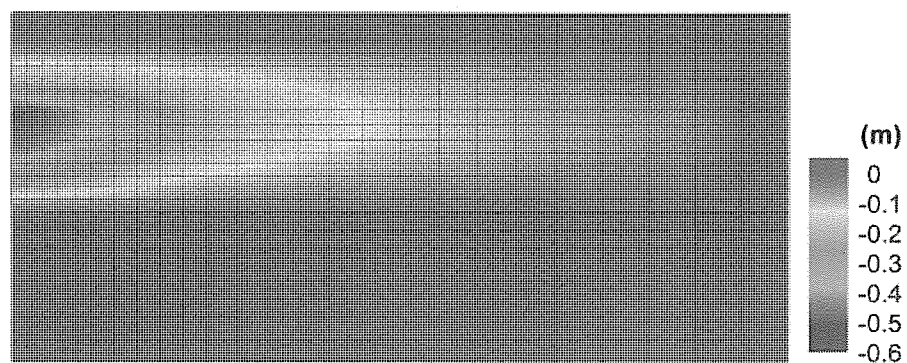


図 8.3 間隙水圧分布（2293.3 日）



図9 地盤変形解析結果（大東市役所 第2 洪積砂礫層 追加揚水量 295m<sup>3</sup>/日）

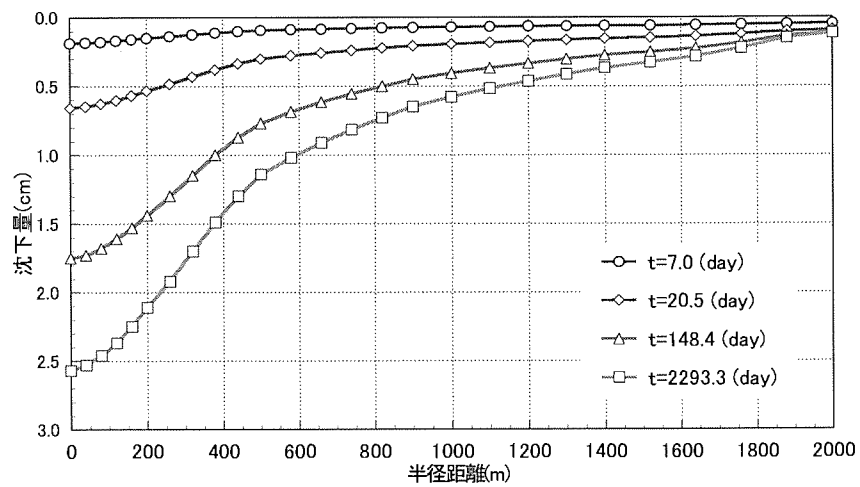


図 9.1 沈下量分布

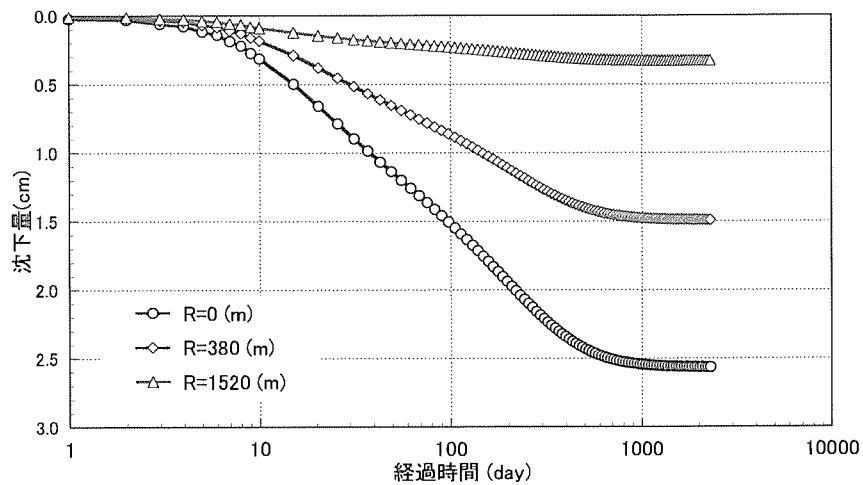


図 9.2 沈下量-経過時間関係

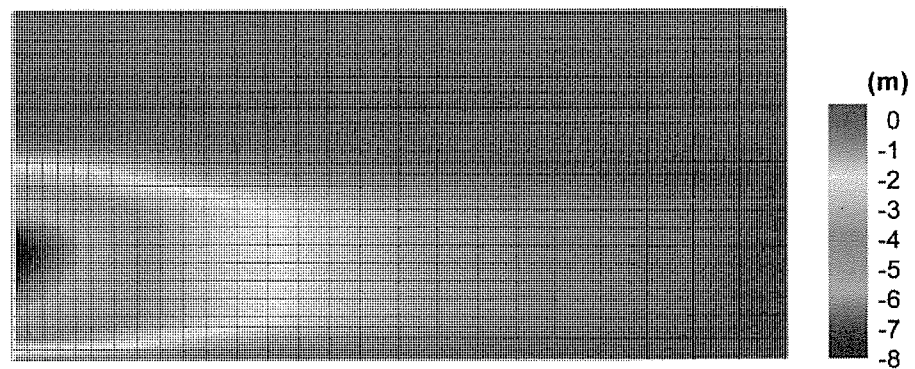


図 9.3 間隙水圧分布（2293.3 日）

## 平成 17・18 年度 地下水涵養研究委員会研究活動報告書

平成 19 年 6 月 5 日印刷

平成 19 年 6 月 7 日発行

発行者 地下水地盤環境に関する研究協議会  
大阪市西区立売堀 4 丁目 3 番 2 号  
財団法人 地域 地盤 環境 研究所内  
TEL (06) 6539-3135

印刷所 株式会社 学術出版印刷  
大阪市此花区春日出中 2-14-9  
TEL (06) 6466-1588

---